TECTONIC HISTORY OF THE ANCIENT CONTINENTAL MARGINS OF SOUTH CHINA

华南地区古大陆边缘构造史



EDITORS
WANG HONGZHEN YANG WEIRAN LIU BENPEI

主 编

王鸿祯 杨巍然 刘本培

武汉地质学院出版社

封面设计：张重光

统一书号：13414·001
定　　价：平装4.20元

华南地区古大陆边缘构造史

TECTONIC HISTORY OF THE ANCIENT CONTINENTAL MARGINS OF SOUTH CHINA

主　　编
王鸿祯　杨巍然　刘本培

Editors
Wang Hongzhen　Yang Weiran　Liu Benpei

武汉地质学院出版社
1986年7月

内容提要

现代和地史中的大陆边缘都是沉积、构造、岩浆、变质和成矿等作用最为活跃和丰富多采的地段，我国华南是研究大陆边缘构造演化的理想区域。本书是以王鸿祯教授的全球构造活动论与历史发展阶段论为主导思想，对华南地区古大陆边缘进行系统研究的科研成果。在研究中采用了地层古生物、沉积古地理、构造地质、岩石与岩石化学、古地磁、数学地质、模拟实验等多学科、多种手段的研究方法。

本书由王鸿祯、杨巍然、刘本培主编，是一本在统一学术思想指导下内容上互为配合补充的论文集。包括论文21篇，首先是对全区构造轮廓和各阶段主要特征的概括；接着按前寒武纪、加里东、海西至早印支、后印支四个阶段系统地阐述它们的构造演化、沉积历史和成矿背景；然后从不同方面进行专题论述。

本书观点鲜明，内容完整系统，资料十分丰富，具有广泛的使用价值和重要的科学意义，可供地质类各专业的教学、科研和生产人员参考。

华南地区古大陆边缘构造史

主　编

王鸿祯　杨巍然　刘本培

●

武汉地质学院出版社出版

武汉地质学院印刷厂印刷　湖北省新华书店发行

●

开本 787×1092 1/16·印张18.16 字数300千字

1986年7月第一版　1986年7月第一次印刷

统一书号：13414·001　印数：1——3000册

精装：4.95元　平装：4.20元

前　言

现代地质与地球物理资料充分证明，大陆与大洋的本质区别不限于地壳，已下延至上地幔一定深度。大陆与大洋之间的大陆边缘，无论是现代或过去都是沉积、构造、岩浆、变质和成矿等作用最为活跃和丰富多采的地区。因而大陆边缘的研究不仅有助于阐明大陆、大洋相互关系及岩石圈的演化规律，而且对地震、火山、能源及其他矿产的找寻有重要的实践意义。

我国东南海域是现代大陆边缘，华南扬子地台的东南为古大陆边缘区，因而华南是研究大陆边缘构造演化的理想地段。为此，我们承担了地质矿产部部属重点基础地质科研项目——《中国南方(湘、黔、桂、赣、皖南)沉积历史和构造特征及有关矿产的成矿背景研究》。本项目由王鸿祯教授负责，刘本培教授、杨巍然副教授共同组织，参加野外和室内研究的教师、研究生共20余人（名单见论文作者）。自1981年开始，至1984年底结束。在研究过程中，以全球构造的活动论与历史发展的阶段论为主导思想，采用了地层古生物、沉积古地理、构造地质、岩石和岩石化学、古地磁、数学地质、模拟实验等多学科、多种手段的研究方法，得出以下认识：1.由扬子地台向东南陆壳不断扩大；扬子地台与南海-印支地块相互靠近而对接，由此显示了华南大陆边缘地质结构的复杂性。2.前寒武纪存在多列岛弧，加里东阶段具有两种不同特点的大陆边缘，海西至早印支阶段大陆边缘内侧出现多种类型的张裂构造，后印支阶段大陆边缘性质发生重要转化。所以华南大陆边缘的演化具有多样性和阶段性。3.华南古大陆边缘演化特征与震旦系铁、锰、磷等沉积矿产、寒武系的含多元素黑色页岩沉积以及层控铅、锌、汞、锑等矿产的形成关系十分密切。

本项目于1985年4月由地质矿产部科技司、地质矿产部教育司组织评审，评审组成员有黎盛斯（组长）、陈焕疆(副组长)、边效曾(由吴崎、王国平代表)、任纪舜、周梅初、沈德麒、李思田、史元盛。根据评审意见和评审单位审查结论，决定将项目成果以《华南地区古大陆边缘构造史》论文集形式公开出版。

《华南地区古大陆边缘构造史》由王鸿祯、杨巍然、刘本培主编，包括论文21篇。虽然是多作者的文集形式，但在编排上贯穿了全球构造的活动论与历史发展的阶段论相结合的系统观点，首先是对全区构造轮廓和各阶段主要特征的概括，然后划分几个阶段，每一阶段也是先作较全面的论述，再从不同方面予以论证，形成一个有统一学术思想的内容上互为配合补充的整体系统。

本书由武汉地质学院出版社出版，袁学勤担任责任编辑，辛建荣同志也作了大量编辑工作。武汉地质学院绘图室和该院北京研究生部绘图室清绘了全部图件，编者在此表示衷心感谢。

编　者

1986年3月

目　录

TECTONIC HISTORY OF THE ANCIENT CONTINENTAL
MARGINS OF SOUTH CHINA

Wang Hongzhen et al. 7. July 1986

CONTENTS

中国华南地区地壳构造发展的轮廓

王　鸿　祯

中国华南地区一般是指扬子地台及其以东以南、直到沿海和台湾省的古大陆边缘区。本文讨论范围限于扬子地台东南部的江南隆起及其以东以南的古大陆边缘区，地台内部也偶有涉及。这个地区是中国南部自中元古代后期以来长期发展的、复杂的古大陆边缘区，与现代西太平洋广大的大陆边缘区相邻接，在研究地壳发展过程及其规律方面，具有重要的意义。中国学者黄汲清(1977)[14]、李春昱(1980)[11]、任纪舜等(1980)[7]对这个地区都做过概括的论述，特别是徐克勤、郭令智等(1980，1985)[16]从各方面对这个地区做了研究，发表了大量的论文。近年来，朱夏、陈焕疆等(1983)[9]从石油地质构造方面，涂光炽等(1980)、莫柱孙、王联魁等从岩浆岩方面，董申保等从变质地质方面，都提出了重要的见解。

过去几年，我们在江南隆起，湘中及粤桂交境以及福建中东部一些地区进行了野外工作和路线观察。在此基础上，作了室内研究和资料文献的整理综合。在本集中按构造阶段对华南地区的构造和古地理发展做了论述。本文的目的是在以上工作的基础上，试对本区的构造格局和阶段发展，特别是对地块开合、挤压、张裂的更迭及其变化，做一探索性的概括。为了使文中使用的一些构造概念和名词体系更加明确，以下稍予申论。

一、关于大地构造名词

多年以来，地槽学说已经建立了为大家所熟知的大地构造名词体系。50年代中，作者(1955)[3]曾提出：地台区为稳定的一级构造单元，其下分二级单元地盾、地台和沉降带；地槽区为活动性一级构造单元，其下分二级单元中间地块和不同阶段的地槽褶皱带。自60年代以后，大陆漂移的活动论重新为人相信。板块运动，特别是大陆古板块的研究，日益受到重视，相应的构造名词也不断出现。但板块学说的初期较多注意于板缘的构造，强调单一的大陆边缘和沟弧体系。Karig (1971)[19]和Hilde等(1977)[17]对西太平洋复杂大陆边缘区的研究指出了不同类型的多列沟、弧、盆体系的存在及其复杂的构造。苏联学者(Zonenshain 1979, Pieve et al. 1980)[24], [25]较早地探讨了大陆内部古板块和古大陆边缘的问题。板块学者对板块的大小和级别已有所论述。近年以来，在北美洲西海岸的研究中提出了大量小型异地体(terranes)的概念。不少学者试图把地槽学说积累的丰富成果与板块学说的新概念结合起来。黄汲清关于中国三大构造域(tectonic domain)的论述就很好地反映了中国及其邻区中生代以来几大板块之间的关系。张文佑等(1983)[1?]对中国及邻区海陆的构造划分以现代陆壳、过渡壳和洋壳为一级构造单元——构造域，并将陆壳的构造域按构造旋回和基底时代划分二级构造单元。所以，对“构造域”一词的使用，含意是不同的。作者从历史构造的观点出发，力求将时代因素与构造单元和要素结合起来(1982,1985)[5], [23]，将大陆区或地台区的使用限于800Ma以前固结的大型地块，从震旦纪以来各阶段形成的褶皱带及

其间的中间地块都归于古陆缘区。从全球构造的观点看，地表各阶段最大的一级构造单元是大陆区或地台区及其从属的大陆边缘共同组成的整体，可称为大陆型（continental type）构造域，而在广大的大陆边缘区，常见为海域分隔，但又形成相对稳定组合的地块群，也可作为一级单元称为陆缘型（continental margin type）构造域。不同大陆构造域之间的海域最终消灭，导致大陆边缘区之间的对接碰撞，形成地壳对接消减带（图1，cc）。大陆边缘区不断形成的岛弧和边缘海经过俯冲皱起，成为楔状体叠接于大陆外围形成不同时期的褶皱带。大陆边缘区可以有破裂移离的陆壳碎块，出现于多期褶皱带之间或其内部，称为中间地块（图1，M）。各褶皱带之间的界限即是地壳沿俯冲带不断消减的部位，可称地壳叠接消减带（图1，AC）。两个相向运动的大陆及陆缘区构造发展的理想过程图解见图1。

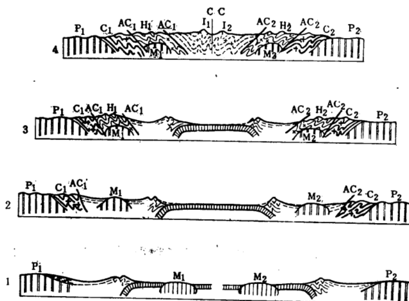


图1 大陆边缘构造及对接示意图

Fig.1 Schematic profiles showing the convergence of two opposite continental margins

1.加里东阶段初 2.加里东阶段末 3.海西阶段末 4.印支阶段末 P_1，P_2-地台区 M_1，M_2-中间地块 C_1，C_2-加里东褶皱带 H_1，H_2-海西褶皱带 I_1，I_2-印支褶皱带 AC_1，AC_2-地壳叠接消减带 C，C地壳对接消减带

1. beginning of Caledonian 2. end of Caledonian 3. end of Hercynian 4. end of Indosinian P_1, P_2-Platforms M_1, M_2-median massifs C_1, C_2-Caledonides H_1, H_2-Hercynides I_1, I_2-Indosinides, AC_1, AC_2-accretional crustal consumption zones C, C convergent crustal consumption zones

大陆上的张裂构造很早就受到注意。Krenkel 1922年提出地裂运动（taphrogeny）一名。沙特斯基（1945）最早研究古老张裂构造，提出裂陷槽或拗拉谷（aulacogen）一名。Milanovsky(1978)对裂谷作了系统分类。Burke(1977)探讨了古裂谷与板块运动的关系。罗志立（1981）[12]、马杏垣等（1985）[1]和作者等（1983，1984）[6, 22]对中国元古代，晚古生代和中新生代裂陷构造都做了论述。作者初步认为，地裂运动应指限于大陆壳

内部受拉伸裂陷形成的构造，而不包括大规模的大陆漂移和海底扩张作用。最常见的张裂构造是在稳定地壳区形成的切穿地壳的裂陷槽，其特征是结束时无明显的构造变形，如中元古代的燕山裂陷槽和吕梁裂陷槽，震旦纪的苏雄裂陷槽和库鲁克塔格裂陷槽。只切穿地壳上部的小型裂陷，如湘桂地区晚古生代发育于碳酸盐台地之间的水下断陷和中新生代的红层半地堑盆地，规模较小，可称为微裂陷槽（microaulacogen）。此外，在古老基底或褶皱基底上，由大陆边缘破碎开裂地块，移离形成的裂张式地槽，或由洋壳俯冲形成的弧后张裂边缘海，其中出现洋壳基底，但未发展为洋盆，即行褶皱闭合，可称为裂谷地槽（rift geosyncline）。裂谷地槽的特点是缺乏典型的洋壳地层组合序列，也不见大规模的复理石和磨拉石沉积。柴达木地块北缘早古生代地槽和广西印支期右江地槽可以为例。

二、关于构造发展阶段

地球和地壳构造发展的历史能否划分构造阶段，构造阶段是否具有全球性，是长期争论的地质根本问题之一。构造阶段应能反映地球和地壳历史发展的自然阶段。构造发展的阶段性具有两方面的含义。一是各阶段的结束期都是地质事件——包括岩浆活动、构造变动和生物界急剧变革集中发生的短暂的时期，各阶段本身则代表长期的、相对稳定和平静的缓慢演化期。二是各阶段都具有独特的互不相同的性质和背景条件，而在整体上和全过程中，又体现了向前的、规律性的发展和演变。地质学者一向把生物演化中大规模绝灭期和岩浆活动中热事件的相对集中期作为反映阶段突变的地质和生物标志，Mclaren 最近（1982）[12]回顾和总结了生物大规模绝灭与天体撞击和陨石冲击之间的因果关系。导致这些突变现象的直接因素，对生物界来说，是大气与水体的成分和温度等环境条件的变化。重要的绝灭期有晚奥陶世、晚泥盆世、晚二叠世、晚三叠世和晚白垩世—早第三纪，这些绝灭期与岩浆活动和构造变动的强化期並不完全同步。陨石和天体集中撞击地球曾发生于约40亿年前，对地球的内部分异、大气圈和水圈的形成有重要影响。其后撞击规模都是局部、小型和分散的，不会对岩浆活动和构造变动发生全球性的影响。所以由这种灾变引起的生物大量绝灭期与构造阶段不相同步，是可以理解的，构造阶段的划分依据和形成原因应该从地球深部地质分异及所受宇宙的，特别是太阳系的周期性影响予以探讨。作者（1981，1985）[4][23]曾根据大陆地壳发育的过程提出构造阶段的三级划分，即大构造阶段（megastage），构造阶段（stage）和运动期（movement）。一级阶段，如陆核形成，地台形成，联合古陆形成及其解体，以及二级阶段，如加里东阶段，海西—印支阶段等，可能都具有全球意义。形成地质热事件的集中强化期的直接原因和控制因素可能是陆壳地块的全球分布格局对地幔对流体系的限制和分割，及对流速度的影响。全球性构造活动强弱程度主要表现于陆块漂流的速度，洋壳水平运移遭受陆块抗阻的程度和陆壳之间相互碰撞的强度。现知洋底扩张的速度是不均一的，在时代上是有变化的。作者曾设想（1982，1985）各大阶段地壳构造运动的主导方式是有差异的。这种差异性的规律变化就是前进式阶段发展的表现。一般来说，地台形成以前，以小型陆块的不断聚合和集结为主，导致陆壳的增生。这时俯冲和碰撞都是微弱的。联合古陆形成以前，以大陆边缘的小规模开合和大陆构造域整体的运移为主，导致二叠、三叠纪联合古陆的形成。最后两亿年的阶段以大陆地块大规模解体和远距离漂移为特征，导致全球性张裂体系、大规模俯冲带和强烈碰撞带的形成。广义的板块运动，似乎始于元古代后期，印支阶段以

后大规模的典型的板块运动则可能是前所未有的现象。自地台形成到联合古陆形成包括自震旦纪到三叠纪早期，是地质资料丰富，生物群研究详细的时期，但也是古地磁资料不足，全球构造轮廓的再造很困难的时期。作者所提大陆边缘和两种构造域的设想主要是指这一时期的，因为联合大陆解体，相对稳定的大陆边缘区遭到破坏，大陆块之间的叠接、对接等构造关系也就大大改观了。

三、华南地区大地构造单元及其性质略述

华南地区的构造划分及命名如图2所示。

1．两个地台区

扬子地台（图2，Ⅰ1）是震旦纪前[1]形成的固结地台，属于稳定陆壳区。另一个震旦纪前稳定陆壳区是现已部分破碎沉陷的南海—印支地台（图2，Ⅰ2）。从扬子地台区东南直到浙

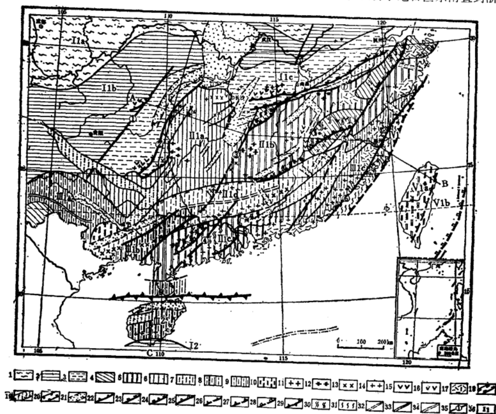


图2　华南地区大地构造简图

Fig.2 Tectonic sketch map of South China

1）关于震旦系的地层界限和年龄值，作者在另一文中提出，由于莲沱组及其相当地层下限不一，横向不稳定，建议将震旦系的底界改置于下冰碛层（古城冰碛层）之底，其年龄值约为740 Ma（马国干等，1984）[2]代表全球性冰期事件的开始，有较好的一致性。

1—4．前寒武纪地块：1．地台核部＞1850Ma　2．地台＞1050Ma　3．江南隆起＞800Ma　4．活动地块＞800Ma　5—7．加里东褶皱区：5．早期，优地槽型　6．晚期，冒地槽型　7．南岭东西向带　8—9．海西—印支褶皱区：　8．海西期为主　9．印支期为主　10．喜马拉雅褶皱区　11—14．花岗岩类：11．晋宁期　12．加里东期　13．海西—印支期　14．燕山期　15—16．蛇绿岩套或细碧岩类：15．晋宁期　16．加里东期　17．晚侏罗世—早白垩世火山岩带　18．志留纪裂陷边界　19．晚古生代—三叠纪裂陷带　20．三叠纪裂陷边界　21．晚白垩世—早第三纪张裂盆地　22—28．地壳叠接消减带：22．四堡期　23．晋宁期　24．晋宁至加里东期　25．加里东期　26．海西—印支期　27．燕山期　28．喜山期　29．地壳对接消减带，海西印支期　30—31．混合岩带或动力变质带：30．加里东期　31．燕山期　32—34．海底扩张轴：32．加里东期　33．海西印支期　34．喜山早期　35．重要断裂带编号　36．构造单元编号　Ⅰ1．杨子地台区　Ⅰ1a．川中陆核　Ⅰ1b．上扬子地台　Ⅰ1c．江南隆起　Ⅱ1．加里东褶皱区　Ⅱ1a．湘中桂北带　Ⅱ1b．早加里东北带　Ⅱ1c．早加里东南带　Ⅱ1d．南岭晚加里东带　Ⅲ1a．右江带(印支为主)　Ⅲ1b．钦防带(海西为主)　Ⅲ1c．永梅带　Ⅲ2．五指岭带(海西为主)　Ⅳ．南日金门燕山带　Ⅴ1a．台东喜马拉雅带　Ⅴ1b．台西喜马拉雅带；①鄂湘黔断裂带　②溆浦—四堡断裂带　③茶陵—郴县断裂带　④吴川—四会断裂带　⑤丽水—海丰断裂带　⑥长乐—南澳断裂带　⑦绍兴—宜春断裂带

1—4. Precambrian continental massifs: 1. nuclear part consolidated prior to 1850 Ma 2. platform area consolidated prior to 1050 Ma 3. Jiangnan uplift consolidated prior to 800 Ma 4. mobile massifs consolidated prior to 800 Ma 5—7. Caledonides: 5. early eugeosynclinal type 6. late miogeosynclinal type 7. Nanling latitudinal belt 8—9. Hercynides and Indosinides: 8. mainly Hercynian 9. mainly Indosinian 10. Himalayides 11—14. granitic rocks: 11. Jinningian 12. Caledonian 13. Hercynian-Indosinian 14. Yanshanian 15—16. ophiolites and spilites: 15. Jinningian 16. Caledonian 17. Late Jurassic-Early Cretceous volcanics 18. boundary of Silurian aulacogen 19. Late Palaeozoic to Triassic aulacogen 20. boundary of Triassic aulacogen 21. Late Cretaceous to Palaeogene rift basins 22—28. accretio nal crudtal consumption zones: 22. Sibaoan 23. Jinningian 24. Jinningian to Caledonian 25. Caledonian 26. Hercynian to Indosinian 27. Yanshanian 28. Himalayan 29. convergent crustal consumption zones Hercynian-Indosinian 30—31. migmatitic or metamorphic zones: 30. Caledonian 31. Yanshanian 32—34. axis of sea-floor spreading: 32. Caledonian 33. Hercynian-Indosinian 34. early Himalayan 35. serial number of main fault zones 36. serial number of geotectonic units

Ⅰ1-Yangtze Platform Ⅰ1a-central Sichuan nucleus Ⅰ1b-Upper Yangtze shelf Ⅰ1c-Jiangnan uplift Ⅱ1-Caledonides: Ⅱ1a-central Hunan-northern Guangxi belt Ⅱ1b-northern Early Caledonian belt Ⅱ1c-southern Early Caledonian belt Ⅱ1d-Nanling Late Caledonian belt, Ⅲ1a-Youjiang Indosinian belt Ⅲ1b-Qinfang Hercynian belt Ⅲ1c-Yongmei Indosinian belt Ⅲ2-Wuzhiling Hercynian belt, Ⅳ-Nanri-Jinmen Yanshanian belt Ⅴ1a-eastern Taiwan Himalayan belt Ⅴ1b-western Taiwan Himalayan belt

① Hubei-Hunan-Guizhou fault zone ② Xupu-Sibao fault zone ③ Chaling-Binxian fault zone ④ Wuchuan-Sihui fault zone ⑤ Lishui-Haifeng fault zone ⑥ Changlo-Nan'ao fault zone ⑦ Yichun-Shaoxing fault zone

闽沿海和雷琼半岛，都属于不同阶段的大陆边缘区。海南岛五指山区则为南海—印支地台区的北侧陆缘区（图2，Ⅲ2）。两个陆缘区在海西阶段后期互相接近对接，印支阶段进一步碰撞，对接带约在雷琼海峡。主要推断根据是构造部位和两个陆缘区在中石炭世以前生物区系的差别（见下）。

扬子地台区东南边界，亦即江南隆起（图2，Ⅰ1c）的边界，一向存在争议。根据地台区与加里东褶皱区的含义。界限标志之一是震旦系盖层不整合于褶皱基底之上。这个界线在湘桂一带位于融水、龙胜、城步、黔阳一线，然后沿沅水至桃源，转东南过长沙，再南至衡阳茶陵，为茶陵郴县断裂带（图2，③）所截。标志之二是加里东褶皱为泥盆系所不整覆，与上述界线相合，与加里东期花岗岩类分布的西界也相一致。在绥宁—郴县一线之北，震旦系之下虽有间断，但下伏岩系并未形成变质基底，而是与下古生界共同遭受加里东期褶皱变形。安化周围的寒武—奥陶系是标准的非补偿滞流型较深海沉积，属边缘海过渡性质的沉积。江西浙江境内，江南隆起的南界大致沿绍兴—宜春断裂带（图2，⑦），在此断裂带以南，茶陵郴县断裂带以东，晚元古代至早古生代洋壳海底占有较大的优势，是无可怀疑的[10]。

海南—印支地台的残留部分见于印支地块，海南岛南端的崖县和西沙群岛等地。西沙群

岛和印支地块都有大于1500Ma的年龄值，印支地块有超过2000Ma的年龄值。崖县地区中寒武统*Xystridura*三叶虫群与澳大利亚所产相似，其北五指山区有活动类型的下古生界。直到早石炭世早期，动物群（*Fusella*，*Neospirifer*）还具有南大陆和南特提斯的色彩。因此，可以认为海南—印支地台是一度存在的、介于扬子地台区和澳大利亚地台区之间的大陆地块。

2．加里东褶皱带的不同类型

华南加里东褶皱区面积很广，现在保存比较完整的有四个地带。湘中桂北褶皱带具有陆壳到过渡壳基底，包括除江南隆起外，杨巍然等（本集）所称的陆壳改造区。湘中地带这个阶段的沉积过程是滞流边缘海盆从非补偿状态到逐渐填满和隆升的过程。大体上从震旦系到下奥陶统以暗色含磷和石煤的碳质硅质沉积和含锰的和不纯碳酸盐沉积为主。中、上奥陶统和志留系以碳质硅质粘土和粉砂质、砂质类复理石沉积为主。滞流海的形成是由于受到浏阳攸县一带前震旦系基底隆起隔绝的影响。桂北地区的下古生界代表一个开展的大陆斜坡沉积带，细碎屑和碳酸盐较多，碳质沉积较少。加里东期褶皱的主要形式是短轴背斜和穹窿；酸性侵入岩以黑云母花岗岩为主，分布于绥宁和溆浦，属分异度不高的壳源花岗岩。

在茶陵彬县断裂及其向西南延伸的兰山断裂（图2，③）以东，加里东褶皱带的特点是洋壳海底与岛弧地块相间列，于奥陶纪末即褶皱升起，中间被南岭一带东西向的晚加里东褶皱带分割为南北两区。

作者过去（1978，1980）曾指出华南地区存在前震旦纪的中间地块和活动地块。近年的研究从地层关系、变质程度都说明浙西的陈蔡群和福建的建瓯群（游振东等，本集）都应为前震旦系。武功山区、诸广山区和云开山区也都有前震旦系地层；它们在震旦纪时构造成不同性质的岛弧，为扬子古大陆东南复杂的大陆边缘区的组成部分。

此区加里东褶皱带自西而东有两个岛弧地带及混合岩化带。西部岛弧在武功山诸广山一带，位于茶陵—郴县断裂带之东。作者曾（1981）[4]从震旦系的沉积相分析指出诸广山区存在古岛隆起，武功山区是赣南确知有前震旦系（神山群）分布的地区，加里东运动使其发生变质和部分重熔，形成混合花岗岩和花岗岩。

东部岛弧及古陆隆起规模更大，浙西的陈蔡群分布越过丽水断裂以东，直到舟山群岛，在浙西被震旦系至下古生界变质的龙泉群覆盖，闽北闽西不独见有前震旦系较深变质的麻源群和迪口群，还有上覆的含有岛弧型火山岩的龙山溪组等，后者时代为自震旦系至下古生界。向南至明溪、永安，震旦系稳定型沉积的丁屋岭组覆于前震旦系之上，所以当时古隆起范围可能更广。在岛弧古地块以东，东北在扬平，西南在寻坞奥定南，都见有超基性岩，可能代表洋壳海底。在这两个岛弧带之间，赣南地区见有震旦系的细碧岩、硅质岩和寒武奥陶系的巨厚硅质、砂泥质浊流和可能的等深流沉积，它们是洋壳基底上的深水沉积。

加里东褶皱区南带包括粤西云开山区和粤东紫金梅县地区。云开山区有无前震旦系虽尚未证实，但其区域变质和混合岩化与建瓯地区极为相似，兴宁、梅县、恩平、阳江都有加里东期混合花岗岩带，恩平一带还可能有早加里东期的岛弧俯冲带。它们之间则是寒武奥陶系深水沉积浊积岩和笔石页岩等。

粤北赣南东西向的晚加里东褶皱带性质特殊。与南北两侧比较，以沉积较薄，火山活动和构造变形较弱为特点。它很可能是南带岛弧在寒武与奥陶纪向北俯冲导致的弧后张裂海槽。海槽内继续接受志留系较深水沉积，在志留纪末褶皱升起以后，其西段南侧仍残留了钦防

张裂海槽，上延到晚古生代（图2，Ⅱ1d）。

3．海西印支褶皱带的不同类型及存在的问题

华南地区除广西以外，能否划出海西印支褶皱区，一向意见分歧。

广西境内西部发育的北西向的右江印支褶皱带(图2，Ⅱ1a)东部发育北东东向的钦防海西褶皱带（图2，Ⅱ1b）。右江褶皱带是在加里东褶皱基底上经过不断加强的断陷张裂而形成的裂谷式地槽褶皱带。泥盆纪时，桂中桂北就已出现北西向的断陷，造成碳酸盐台地沉积相和底栖壳相动物群与台间陷槽硅质沉积相和浮游相动物群的鲜明对比。在早石炭世，北西向裂陷作用向西北延展，切入扬子地台直达黔西北，构成紫云—水城深水相暗色岩带(图2)。在广西境内，裂陷作用于二叠纪加强，形成基性岩浆喷溢和广布的火山碎屑浊流沉积。到早三叠世，在海槽西端南部生成枕状细碧岩，可能出现洋壳海底的边缘海盆，在海槽北部斜坡形成巨厚的浊流沉积，最终于晚三叠世褶皱抬升，并且强烈地向北逆掩推覆。地槽内部只在靖西、凭祥见有小型花岗岩体。右江地区经过裂陷作用，出现洋壳海底，又受强烈褶皱推覆结束地槽过程。其北西的构造方向和大地构造位置，都与越南境内黑水河断裂带及其向北俯冲作用关系密切，可以认为是由弧后张裂发展而成的裂谷型地槽。

钦防海西褶皱带的前身是泥盆纪钦防残余海槽。其特征是具有奥陶志留纪滑塌堆积，海相泥盆系与志留系过渡和晚海西期花岗岩的大量侵入。显然，钦防海槽是云开岛弧古陆后方的张裂边缘海。海槽褶皱上升，其西侧形成十万大山中生代断陷盆地，下陷带不断向西迁移的现象是清楚的。钦防褶皱带向西南延伸，没入北部湾，情况不明。很可能在海西后期沿琼州海峡对接带的位置，曾有强烈的向北俯冲，因而导致钦防海槽的皱起和花岗岩的大规模侵位。

在图2中，将海南岛中北部称为五指岭海西—印支褶皱带(图2，Ⅱ2)，代表南海-印支古大陆北侧的大陆边缘区，其分界约在琼州海峡一带，与扬子古大陆南侧的大陆边缘区相对应。五指岭区地层时代尚多争论，陀烈群、抱板群、石绿群和岳岭群都可能包含下古生界和部分泥盆系。这些地层包含复理石沉积，都已变质，有的还有中度变质和混合岩化作用。下石炭统下部南好组也具有低绿片岩相变质。最早的稳定型含化石沉积是不整合于上列岩系之上的维宪阶青天峡组。青天峡组中仍含 *Fusella*, *Neospirifer* 等南特提斯动物群分子，到中石炭世后，动物群与华南已无大的差异，只是沉积相有所区别。刘本培（本集）指出本区直到早石炭世仍属活动类型。早期海西运动有重要影响。考虑到本区地层发育特征和所处的构造部位，作者认为从维宪期起，两大陆地块之间已无深海相隔，海西后期聚合对接，到印支期进一步发生碰撞，导致大量花岗岩侵位。总的说，加里东运动可能有一定影响，但它是以早期海西运动为特征的海西—印支褶皱带。

东南沿海有无单独的海西印支褶皱带，也一向存在争论。闽北浙南属加里东褶皱区，并有前震旦纪地块，已如前述。闽西南和粤东北的永梅坳陷是晚古生代和三叠纪的沉降区。从泥盆纪后期起，成熟的岩屑来自其东部的古陆隆起。中石炭世和早、中三叠世断陷加强，有火山活动。印支褶皱虽不甚强烈，但有普遍的区域动力变质[15]，有时出现低绿片岩相。在清流、古田有晚海西期花岗岩，广东东部和平县境有印支期花岗岩。但是这个地区基本上是在加里东基底上发展起来的断陷活动带，不是地槽褶皱带性质，图2中暂以海西印支褶皱带命名（图2，Ⅱ1c），留待以后订正。

应该说明台湾东部太鲁阁和玉里带有二叠、三叠纪岛弧型沉积和火山活动。当时台湾位置可能尚在更东的海域，与日本西带的海西—印支褶皱带联为一体，现在的位置是中生代后

期西移的结果，所以对福建沿海并未产生直接影响。

4. 中新生代褶皱带与环太平洋岩浆岩带的叠加问题

华南东部沿海是环太平洋西半环的一个区段，火山强烈活动的时期是晚侏罗世到早白垩世。地质学者普遍认为这个中国东部中新生代的巨大地质事件是亚州大陆东部大陆与西太平洋之间构造上相互作用的表现，其影响遍及华南加里东褶皱区。在丽水—海丰断裂带以东，地面几乎全为火山岩覆盖，並受到同期花岗岩体的广泛侵入。岩浆活动主要发生在加里东基底之上，关于其形成机制，不少学者（郭令智等，1985[16]；杨森楠等，本集）都曾作出推断和讨论。在粤东北、闽西南的陆缘坳陷区和福建沿海长乐—南澳断裂带以东，都曾发现晚三叠世和侏罗纪巨厚的变复理石沉积，可能形成于当时被动大陆边缘的斜坡地带。晚侏罗世开始，西太平洋板块沿台湾海峡强烈向西北俯冲（图3-Ⅲ），陆缘性质改变，同时形成海岸外的燕山期动力变质和混合花岗岩带——南日金门带（图2，Ⅳ）。杨森楠认为华南特别广阔的燕山期岩浆活动带的形成是陆壳下面地幔熔融造成的岩浆源与陆壳深部各层之间形成剪切错动和大规模水平滑动的共同结果。作者也认为这种强大的水平推动力也是中国东部（包括地台区）燕山期盖层褶皱和强烈挤压的力源（图3-Ⅳ）。台澎地区深水海相侏罗白垩系可能仍为弧后边缘海盆的沉积，当时主要的岛弧可能位于台湾东部，与日本四万十岛弧带相连。

台湾喜马拉雅褶皱带可分东西两带（Juan，1975）[18]。中央山脉以西的下第三系以复理石沉积为主，代表东部岛弧后方的边缘海（图1，Ⅵa）。台湾东部海岸山脉的上第三系蛇绿岩套和混杂岩代表岛弧前方盆地和深海沟的产物，俯冲带更在其东（图2，Ⅵb）。这种图案从第三纪以来，似乎没有重要改变。

四、华南地区地壳构造发展的阶段特征

地壳运动中的挤压褶皱和拉伸裂陷是相辅相成的两个方面。但构造阶段的结束期和变革期往往表现在挤压褶皱和岩浆侵入，即所谓地质热事件。拉伸裂陷虽然也应受到充分重视，但往往是一个较长期的缓慢发展过程，往往占据了一个阶段的大部分时间。从构造阶段的分析看，对重要的造山期或褶皱运动期，应予以更多的注意。

本文涉及的华南地区地层记录始于中元古代晋宁阶段（1850—800Ma）后期。最古的褶皱期是四堡运动，其时代以本洞岩体的年龄为下限，约为1050Ma，作者曾以滇东为准，将晋宁运动分为两期，早期为1050Ma，晚期为800Ma。四堡运动和江南古陆东段的神功运动可能都与晋宁运动早期相当。加里东阶段包括三个运动期：寒武纪末的郁江运动，见于粤西的云开山区，奥陶纪末大规模褶皱隆起（与古浪运动相当）和志留纪末的广西运动，使华南加里东褶皱区最后形成。海西印支阶段的褶皱运动和变质作用见于三个地区。一是钦防海槽在二叠纪的皱起抬升和花岗岩的大规模侵位；二是五指岭地槽在早石炭世早期（与天山运动相当）褶皱变质和混合岩化；三是右江地槽在三叠纪后期的褶皱回返。印支运动期更广泛的影响是在三叠纪中后期使扬子地台区和华南加里东褶皱带上的盖层褶皱。在湘粤称艮口运动；在赣北称安源运动。常见向着地台区和坚硬地块方向的逆掩推覆，影响深入地台内部，这是欧亚大陆以及全球性构造格局改变的反映。燕山阶段构造运动的主要表现是岩浆活动，但也有盖层褶皱和逆掩推覆，湘粤地区侏罗纪盆地周围的逆掩褶皱更为常见。喜马拉雅期褶皱和变质作用限于台湾。

现在结合图3和图4两个构造发展系列示意剖面，简述华南地区各构造单元在不同阶段，相互挤压拉伸，开裂聚合的主要过程。图中各剖面表示所标时期（如Z_1，D_1，T_3，E_2）的情况，但也反映了这一时期之前，整个构造阶段的重要变化和结果。例如图3-V，就表示了燕山阶段西太平洋向东亚大陆的强大压挤。

1．晋宁阶段（图3-Ⅰ，图4-Ⅰ）

图3-Ⅰ是早震旦世的意想剖面。江南岛弧区已经经历了四堡和晋宁两次俯冲和褶皱，作为扬子地台的边缘隆起，已基本固结。在梵净山和九万大山都可见到中元古代蛇绿岩套与中酸性小型侵入岩体相距很近。地台内部也未再见中元古代侵入体。在江西的九岭山区，大规模的花岗闪长岩体侵位于晚元古代岛弧内侧（徐备，本集），也是晚元古代复理石浊积岩观音阁组和东流坑组的沉积中心。在赣东北怀玉山区，婺源、休宁一线的花岗闪长岩体也位于岛弧的中带，在德兴和婺源，其南北两侧是弧前盆地沉积漆工群和弧后盆地沉积上溪群。这些情况说明当时洋壳向陆壳俯冲规模不大，影响不远，与中生代俯冲岛弧和岩浆活动带的规模相差很大。当时诸广山区和武夷山区也都是过渡地壳的岛群分布区，两区之间的赣南地带属洋壳海底，处于拉伸状态。武夷岛弧之东建瓯一带可能有小规模的洋壳俯冲（图3-Ⅰ）。南海—印支地台的北部边缘当时属于被动性质，其位置可能远在南方（图4-Ⅰ）

2．加里东阶段（图3-Ⅱ，图4-Ⅱ）

加里东褶皱之后，华南地区除钦防残余海槽，均露出海面。除少数地区，泥盆纪的陆相堆积都从中泥盆世开始。奥陶纪晚期赣中南洋壳海槽被沉积填充和挤压褶皱回返是华南地区重要的地质事件。在其两侧的诸广山区和武夷山区都发生混合岩化和中度变质。福建沿海福鼎福州一带可能为另一岛弧。构成丽水断裂带以东直到海岸的加里东基底，即由两岛弧间的沉积褶皱形成（图3-Ⅱ），其褶皱时间可能略晚。粤西云开岛弧的局部抬升和下、中奥陶统粗碎屑沉积的形成，是受郁江运动的影响。广东恩平则是另一岛弧，褶皱抬升可能是奥陶纪晚期。两弧的中间分布深海笔石页岩。两个大致平行、时代稍有前后的岛弧，经俯冲升起，造成边幕式排列的叠接带，可能是大陆边缘发展的常见现象。象云开、诸广和武夷地区在前震旦纪已属岛弧性质，加里东期再度受到俯冲抬升，引起花岗岩化，就使陆壳进一步成熟。由于云开、恩平等岛弧的向北挤压俯冲，使其北的南岭东西带张裂下陷，继续接受志留纪较深海沉积，直到志留纪末才褶皱升起。

总的看来，加里东阶段的重要特点是边幕式排列的岛弧带不断发育和成熟，弧间海槽的挤压导致的地壳缩短，可能为南岭海槽的一度扩张所补偿。所以很可能这种大陆边缘区的复杂化并未包含大规模的水平位移和地壳的大规模缩短。

3．海西—印支阶段（图3-Ⅲ，Ⅳ，图4-Ⅲ）

华南地区在海西—印支阶段是一个相对平静的时期，其结束阶段则包含了大陆边缘区之间的对接碰撞和大范围内的挤压褶皱。

在晚古生代开始，自海南岛向北与扬子地台之间，还有两个洋壳或过渡壳海域。一是琼州海峡，其南的五指岭区直到早石炭世早期一直处于拉伸下陷阶段(图4-Ⅲ)，从动物群分析，中间可能尚有较广的海域。二是南岭东西向海槽褶皱升起，在其西段留下了钦防残余海槽，直到二叠纪，接受了连续的巨厚沉积。从泥盆纪起，在湘中桂北加里东过渡型褶皱基底上，发育宽几公里至十几公里，长不过百公里的海底张裂下陷槽，方向以北东为主（图3-Ⅲ），规模最大的是紫云望谟向西北插入地台的北西向断裂（图2）。在东部加里东褶皱基底上，

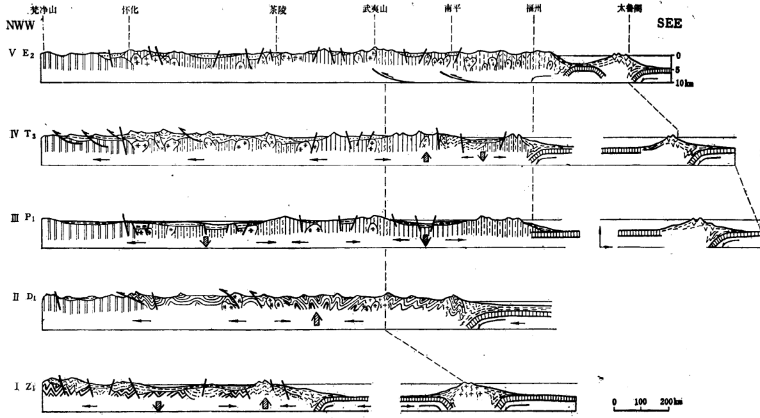


图3 自黔东梵净山至台湾太鲁阁意想系列剖面（示地壳构造发展阶段）

Fig.3 Schematic serial profiles from Fanjing Hill, Guizhou to Tailuge, Taiwan, showing the tectonic stages of crustal development

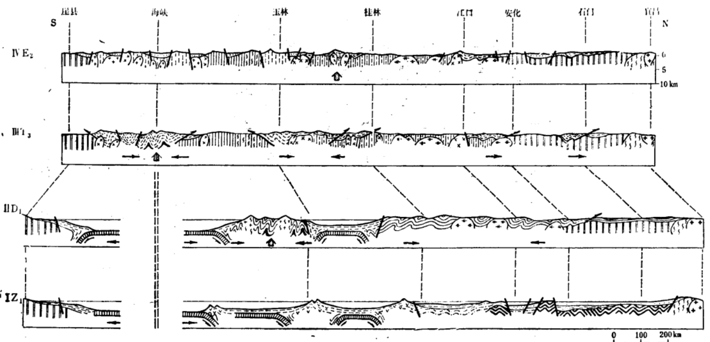


图4　自海南岛崖县至湖北宜昌意想系列剖面（示地壳构造发展阶段）（图例同图3）

Fig.4　Schematic serial profiles from Yaxian, Hainan to Yichang, Hubei, showing the tectonic stages of crustal development (legennds as in Fig.3)

图3、图4之图注：

1. 地台基底，1850Ma 前固结　2. 地台基底，850Ma 前固结　3. 加里东早期褶皱基底　4. 加里东晚期褶皱基底（闽东可能包括早海西期基底）　5. 海西—印支期褶皱基底　6. 燕山期褶皱基底　7. 中元古界　8. 上元古界　9. 下古生界　10. 下古生界上部　11. 上古生界及下、中三叠统　12. 变质带　13—16. 花岗岩类　13. 晋宁期　14. 加里东期　15. 海西—印支期　16. 燕山期　17. 盖层沉积　18. 盆地沉积　19. 火山岛弧沉积　20. 洋壳　21. 残余洋壳　22. 区域应力方向　23. 区域隆升及沉降

1. platform basement consolidated prior to 1850 Ma　2. platform basement consolidated prior to 800 Ma　3. Caledonian Early folded basement　4. Late Caledonian folded basement (possibly including Early Hercynian in eastern Fujian)　5. Hercynian-Indosinian folded basement　6. Yanshanian folded basement　7. Middle proterozoic　8. Upper Proterozoic　9. Lower palaeozoic and Lower-Middle Triassic　12. metamorphic zones　13—16. granitic rocks; 13. Jinningian　14. Caledonian　15. Hercynian-Indosinian　16. Yanshanian　17. cover sedimentaries　18. basin deposits　19. volcanic island arc deposits　20. oceanic crust　21. residual oceanic crust　22. dirlection of regional stress　23. regional uplifting and subsidence

以及更北的江南隆起区都出现范围较广，但下陷不深的张裂断陷。如萍乐坳陷和永梅坳陷，以中石炭世和晚二叠世至早三叠世为较显著，方向是北东至北东东。这时福建沿海大陆边缘大约处于被动拉伸状态。台东的太鲁阁—玉里带当时尚在远海，对大陆边缘无直接影响（图3-Ⅳ）。广西右江地区从泥盆石炭纪的拉伸断陷，发展到三叠纪时的弧后张裂和洋壳出现，是受到本阶段末南海—印支大陆向北挤压的结果（Ridd 1980）[21]。两个大陆聚合对接（图4-Ⅲ），钦防海槽受挤压升起，进一步的碰撞，使印支期花岗岩侵入五指山区，同时强大的向北推挤也使湘桂一带和黔东地台边缘发生盖层褶皱和向西北的逆掩(图4-Ⅲ,图3-Ⅳ)。

4．燕山和喜山阶段（图3-Ⅴ，图4-Ⅳ）

图3-Ⅴ和图4-Ⅳ代表晚白垩世至始新世时的构造状态。这时大陆壳上的主要特点是拉伸断陷和盆地形成。但在华南地区的东部沿海，则因晚侏罗世西太平洋洋壳大力向西推挤，使武夷山以东的加里东基底受到强烈的花岗岩化，并可能出现陆壳深部的分层滑动(图3-Ⅴ)。晚古生代和中生代盖层也形成向西的倒转和逆掩。但在早白垩世以后，湘中下降地区则因拉伸而沉陷，形成大型盆地。在赣南闽西上隆地区则因隆起拉伸，而形成对称排列的、以北北东方向为主的半地堑盆地，同时也有方向与之垂直的北西向裂陷盆地[8]（图2）。上述图象是整个地区在以张裂为主导的应力条件下，在长期形成的沉降带上和隆起带上出现的不同断陷方式造成的结果。

总的说来，从华南大陆边缘区长期的复杂历史来看，其构造发展史是可以划分阶段的，各个阶段又各自具有不同的构造运动方式。震旦纪以前晋宁阶段，地台尚未最后形成。小型的岛弧俯冲是由地台边缘尚未固结，和扬子古大陆规模较小的条件所决定的。加里东阶段，无论从陆壳经过花岗岩化形成的规模说，还是从洋壳俯冲派生的张裂海槽的规模说，都明显超过晋宁阶段。海西—印支阶段在本区表现为平静的拉伸张裂，但从亚洲东部和西太平洋的整体看，这只是一个局部的现象。因为在华南外围，从日本群岛到印支半岛和滇西、川西是一个巨大的印支期地壳活动带(王鸿祯等，1983)。尽管整个阶段，构造活动比较微弱，其结束期的大陆对接和强大的水平挤压却仍然标志了地壳发展史上的重要界限。这也说明自震旦纪至三叠纪，至少在华南地区未出现大规模的大陆开合，与作者设想的这一阶段的基本特征是符合的。印支期后大陆地壳上岩浆活动和断陷运动的强度以及可能的地壳深部物质运动的规模都明显增大，这也是洋壳海域迅速扩张的反映和结果，把印支期后的阶段看成前所未有的新构造阶段也是符合实际的。因此，可以认为：华南整个构造发展史体现了大陆地壳逐步增生，地壳结构构造不断复杂化的前进过程。

参 考 文 献

〔1〕 马杏垣、宿俭，1985，中国地质史过程中的裂陷作用，现代地壳运动研究，5—16页，地质出版社。
〔2〕 马国干等，1984，华南地区震旦纪时限范围的研究，宜昌地质矿产研究所所刊，8号1—30页。
〔3〕 王鸿祯，1955，从中国东部前震武系发育论中国东部大地构造分区，地质学报，35卷，4期。
〔4〕 王鸿祯，1981，从活动论观点论中国东部大地构造分区，地球科学，1期42—66页。
〔5〕 王鸿祯，1982，中国地壳构造发展的主要阶段，地球科学3期，155—178页。
〔6〕 王鸿祯、杨森楠、李思田，1983，中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展，地质学报，57卷，3期，214—223页。
〔7〕 任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社，北京，1—124页。
〔8〕 刘训、许志琴、黄怀曾，1980，中国东部白垩—早第三纪盆地构造发展的某些特征，中国及其邻区大地构造论文集，55—76页，地质出版社。

〔9〕 朱夏、陈焕疆、孙肇才、张渝昌，1983，中国中新生代构造及含油气盆地，地质学报，57卷，3期，235—242页。
〔10〕 乔秀夫、耿树方，1980，华南晚前寒武纪古板块构造，中国及其邻区大地构造论文集，77—91页，地质出版社。
〔11〕 李春昱，1980，中国板块构造的轮廓，中国地质科学院院报，2卷1号。
〔12〕 罗志立，1984，略论地裂运动与中国油气分布，中国地质科学院院报，10号，93—101页，地质出版社。
〔13〕 张文佑等编，1983，中国及邻区1:500万海陆大地构造图，科学出版社。
〔14〕 黄汲清、任纪舜、姜春发、张之孟、许志琴，1977，中国大地构造基本轮廓，地质学报，第2期。
〔15〕 崔盛芹、李锦蓉，1983，试论中国滨太平洋带的印支运动，地质学报，57卷1期，51—62页，
〔16〕 郭令智，施央申等，1984，中国南部地体构造的研究，南京大学学报，26卷，四期。
〔17〕 Hilde, T. W., Uyede, S. & Krenckel, L. 1977, Evolution of the western Pacific and its margin, Tectonophysics 38, 145—165.
〔18〕 Juan, V. C., 1975, Tectonic evolution of Taiwan. Tectonphysics 26 197—212.
〔19〕 Karig, D. E., 1971, Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J. Geophys. Res. 76, 2542—2560.
〔20〕 Mclaren, D. J., 1982, Bolides and biostratigraphy. Geol. soc. Amer. Bull. 94, 313—324.
〔21〕 Ridd, M. F. 1980, Possible Palaeozoic drift of SE Asia and Triassic collision with Chian. J. Geol. Soc. London, 137, 5.
〔22〕 Wang Hongzhen & Qiao Xiufu, 1984, Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China. Geol. Mag. 121, 6, 599—614.
〔23〕 Wang Hongzhen, 1985, Geotectonic development of China. In Yang, Cheng & Wang, The Geology of China, Part Ⅳ. Oxford University Press, Oxford.
〔24〕 Zonenshain, L. P. 1979, The evolution of Central Asiatic geosynclines through sea-floor spreading. Tectonophysics 19, 213—232.
〔25〕 Пеиве, А. В, Яншин, А. л. и др., 1980, Тектоника Северной Евразии. (Обяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии) Ноука, Москва.

A SYNOPSIS OF THE TECTONIC DEVELOPMENT OF SOUTH CHINA

Wang Hongzhen

Abstract

This paper is an attempt to summarize the main features of the tectonic history of South China, which encompasses, as used here, the southeastern borer regions of the Yangtze Platform and the territories further to the south and east. Two ancient continental masses, the Yangtze in the north and the South Sea-Indochina in the south, are discerned, whose continental margins converged with each other in the Indosinian Stage, probably along the present Qiongzhou Strait.

Five tectonic stages of crustal development may be recognized.

In the Late Proterozoic Jinningian Stage, minor island arcs and subduction zones were developed, both along the Jiangnan Uplift bordering the

Yangtze Platform, and along the Chencai-Wuyi belt of Zhejiang and Fujian, the Wugong-Zhuguang belt of Jiangxi, and the Yunkai belt of Guangdong, probably all situated in the ancient South China oceanic basin. Remnant parts of the South Sea-Indochina old continent are represented by the lower palaeozoic cover strata bearing faunas of Australian affinity in Yaxian, Hainan Island.

By the end of the Caledonian stage, the major part of the crust in South China had become continental in nature. The Caledonides consist of four belts, a transitional belt with semi-consolidated pre-Sinian basement in central Hunan and northern Guangxi, two Early Caledonian belts occupying respectively Fujian and Jiangxi, and Guangdong, and an intermediate Late Caledonian EW belt occupying the present Nanling region. The Early Caledonian belts were formed through subduction and subsequent uplifting and partial migmatization of the island arcs already present in Late Proterozic, and through folding of the flysch type sediments deposited in the interarc marine troughs. The EW-trending trough was probably extensional in origin, and after its folding up in Late Silurian, a remnant part of it, the Qinfang trough, wal still left open and continued into the Late Palaeozoic.

The Hernycian-Indosinian stage marks a period of comparative quietness and is characterized by development of extensional structures. Devonian micro-aulacogens evidenced by juxtaposition of small troughs with pelagic faunas and sediments and carbonate platforms are known in Hunan and Guangxi. Middle Carboniferous and Early Permian subsiding basins with occasional volcanic activities were also found on the Jiangnan Uplift and on the Caledonian basement in Fujian and Guangdong. Early Hercynian orogeny may have affected the Wuzhiling region of Hainan Island, as Visean beds are found to overlie epimetamorphic strata up to Tournaisian in age. This represents probably the northern continental margin of the South Sea-Indochina continent. Convergence between the latter and the opposite continental margin of the Yangtze was brought forth in the Permian, which led to their collision in the Triassic, as evidenced by the presence of Early Triassic terrestrial clastics and Indosinian granite intrusives in the Wuzhiling region. Another mark of the close of the stage is the folding up of the Youjiang Indosinian geosyncline, probably a rift geosyncline formed behind the pronounced Indosinian island arc of North Indochina. Hercynian to Indosinian island arcs may have also occurred in the Central Range of Taiwan, but the latter place may have been quite far away in the east at the time. Except for the

Youjiang geosyncline, the Indosinian folding in South China is in most cases cover folding of Late Palaeozoic and Triassic sediments formed on platforms and on Caledonian foundations.

An outstanding feature in the Yanshanian Stage consists in the colossal magmatic and volcanic activities in the maritime provinces. A genuine geosyncline of Yanshanian or Pacific age containing Late Triassic and Jurassic metasediments is found to the east of the Changluo-Nanao fault zone of eastern Fujian. Probably a powerful westward subduction of the West Pacific has been responsible for the extensive magmatism and volcanism. Large scale decoupling may have also occurred as a consequence deep in the crust, which caused the widespread granite intrusions well within the continent.

The Himalayan Stage may be taken as beginning from Late Cretaceous, when taphrogeny became dominant in this region. This marks an importanr change in the tectonic pattern of South China, and of East Asia in general. Large subsiding basins of extensional origin are known in central Hunan, and small semigraben basins bearing two dominant trending directions, NNE-SSW and WNW-ESE, were found in Jiangxi, Guangdong and Fujian. Himalayan orogeny and folding are known only in Taiwan Province, which had not drawn near to the main land until in the Early Tertiary.

an outline tectonic map of South China and two idealized tectonic serial profiles, one EW and another NS in direction are compiled to illustrate the main changes in the different stages.

华南地区中、晚元古代阶段古构造及古地理

王自强　索书田

本文涉及的地区范围为扬子地台东南部及其以东的江南、华南两个地区，包括黔东、桂北、浙西、皖南及湘、赣、闽、粤四省全境。讨论的时代范围从中元古代晚期到晚元古代，时限约为距今1400—800百万年。

区内广泛发育变形较复杂的中、上元古界浅变质岩系。由于变质和变形的不均一性，常给地层、构造等方面的研究工作带来困难，故至今华南地区中、上元古界的划分和对比尚未取得统一的认识。本文拟在前人大量成果的基础上，从构造和地层两方面进行总结并对浅变质岩区地层和构造的研究方法做一些探讨。

华南地区的前震旦系在扬子地台区构成基底，震旦纪开始形成典型盖层沉积。江南地区前震旦系沉积特征较为复杂，因此，我们把地层与构造研究结合起来进行构造样式、构造序次、原生沉积特征和沉积类型的分析，从而建立起地层层序、恢复地壳发展历史及地质事件的顺序。是否符合实际，尚待日后反复验证。

一、华南中、晚元古代主要构造运动及构造特征

（一）主要构造运动期

通过对华南地区特别是扬子地台区和江南区的中、上元古界的构造研究，在排除震旦纪以后的各次构造运动影响之外，对于前震旦纪的构造演化，可以识别出两个标志最明显，影响最广泛而深远的构造运动期——四堡运动期和晋宁运动期。前者是扬子地台区活动阶段的一次大变革，后者导致扬子地台稳定状态的最终形成。代表这两期地壳运动的不整合面分布广泛，并将前寒武系分隔成发育有不同构造样式群的三个构造层次，代表了华南地区前寒武纪地壳演化的三个发展阶段，同时也反映了本区沟-弧-盆体系的构造演化历程。



图1　广西环江九小四堡群与丹洲群接触关系

（据广西石油队周梅初）

Fig.1 The Contact between Sibao Group and Danzhou Group in Jiuxiao, Huanjiang, Guangxi Province

四堡（武陵、梵净山、修水、神功）运动是华南地区中元古代与晚元古代之间的一次运动，在桂北四堡地区（图1），贵州北部梵净山地区（图2），湘西沅陵马底驿（图3）、江西修水地区及浙西等地表现十分清楚。它不仅形成中元古界特有的构造组合或样式群，并伴有区域性的浅变质作用和岩浆活动。侵入四堡群并为下江群不整

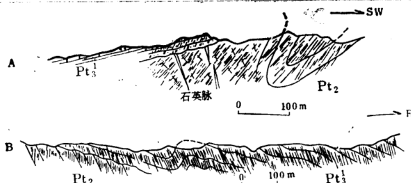


图2 贵州梵净山梵净山群与下江群接触关系

Fig.2 Contact relation between Fanjingshan Group and Xiajiang Group in Fanjingshan, Guizhou Province

A-梵净山北侧 B-梵净山东南侧

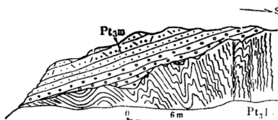


图3 湖南沅陵马底驿冷家溪群与马底驿组接触关系

Fig.3 The Contact between Lengjiaxi group and Madiyi Formation in Madiyi, Yuanling, Hunan Province

合覆盖的本洞花岗闪长岩全岩铷－锶等时线年龄为10.63±0.95亿年[8]。侵入四堡群的岩浆岩体和岩脉可分三期：第一期为中性—超基性小岩体、岩床；第二期为石英斑岩脉；第三期为花岗闪长岩。侵入贵州北部梵净山群的白岗岩的白云母钾-氩法年龄值为9.05—9.66亿年[11]，除白岗岩外，尚有石英钠长斑岩、长英岩脉、花岗伟晶岩脉及基性岩床。梵净山北坡板溪群底部不整合面和底砾岩切割穿插在梵净山群中的石英脉(图2)，底砾岩中有大量下伏岩系的砾石，均为梵净山运动的良好标志。赣西北修水地区，1962年康育义最先在原双娇山群内发现一不整合面或间断面，1980年朱圣清提出该不整合面代表了中、晚元古代之间的地壳运动并命名为修水运动。尔后，不少学者对这一不整合是否存在进行了广泛讨论。笔者通过详细区域地质填图和构造研究证明，这一不整合是存在的，只是由于沿着该不整合面的后期断裂活动改造和破坏了它的本来面貌，因而使中元古界与上元古界间显示了一种构造接触的关系（图4）

晋宁运动是震旦纪之前的一次地壳运动。在我国南方表现明显，如黔北梵净山地区、湖北通山地区、湖南平江地区、江西修水地区、安徽休宁地区等都十分清楚。黔北寨英大塘坡一带，震旦系层序发育比较完整，下震旦统底砾岩和含砾长石石英砂岩不整合覆于板溪群不同岩层之上。震旦系构造简单，岩层产状平缓，未变质或变质极微，具盖层特征。下伏板溪群构造相对复杂，褶皱断裂发育，普遍遭受区域变质作用，属地台基底的一部分或称为似盖层（王鸿祯1981）。江西修水地区震旦系层序也较完整，可逐层与鄂西三峡的震旦系进行对

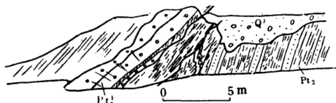


图4　江西修水神石脑九岭群与修水群接触关系
Fig.4　The contact between Jiuling Gruop and Xiushui Gruop in Shenshinao, Xiushui, Jiangxi Province

比。和莲沱组相当的硐门组含长石石英砂岩和底砾岩与下伏修水群呈明显角度不整合接触，修水群顶部发育古风化壳或风化面，原岩由灰绿色变成紫红色，其中有良好的应变标志退色斑。伴随晋宁运动有弱的区域变质作用和大规模酸性岩浆侵入活动。湘、赣交界地区大面积出露的九岭花岗岩体，侵入九岭群和修水群，在武宁罗溪等地与震旦系呈沉积接触[1)]。硐门组底部砾岩及南沱组冰碛层中，均有九岭花岗岩的砾石和巨型砾块，其侵入活动的时限是明确的。江西高安下观花岗岩体的黑云母钾-氩年龄值为843百万年，广西三江侵入丹洲群合桐组的辉绿辉长岩铀-铅年龄值为837百万年，说明晋宁运动的可能时限为800—850百万年。

当然，无论在时间上或空间上每一期地壳运动的发生和发展都不是平衡和均一的，即同一期地壳运动在各个地区时间上可能会有先后，在空间上则会存在构造运动性质和强度上的差异，但它们在主要特征上仍存有可遵循的、内在的规律性。

（二）不同构造层的构造样式群

四堡运动和晋宁运动分别造成本区前震旦系中两种不同的构造样式群，而震旦系和寒武系一般为连续沉积，故其构造样式则反映了加里东运动以至印支运动的变形特征。

1. 四堡运动造成的构造样式群

下部构造层中元古代四堡群、梵净山群、冷家溪群和九岭群经四堡运动变形和变质，形成近东西向的紧闭线状褶皱逆冲带（图5）。大型构造为复背斜和复向斜相间排列，平行延伸，岩层产状和褶皱方位都有优选定向性。褶皱多为单斜—三斜对称，两翼岩层倾角多在60°—70°



图5　江西修水神石脑-黄荆岭构造剖面图
Fig.5　Tectonic profile from Shenshinao to Huangjingling in Xiushui, Jiangxi Province

1）据刘鸿允先生口头资料，九岭花岗岩 Rb-Sr 等时限年龄值为920百万年。

之间，局部近直立。轴面板劈理发育，反映了岩层在垂直轴面方向上的强烈缩短和压扁。此外，尚发育有大量的异向（incongruous）和畸变（aberrant）褶皱（Ramsay et al. 1973，1977），倾竖褶皱也经常见到。伴随褶皱的发生和发展，产生叠瓦状的逆冲断层和韧性剪切带，反映了较深层次上的塑性流动和韧性变形特征，并使得地壳进一步增厚。

2．晋宁运动造成的构造样式群

由晚元古代的下江群、板溪群、修水群及上溪群等组成的中部构造层经晋宁运动而形成较为开阔的弧形褶皱带。在桂北及湘黔交界一带轴向为南北向或北北东向，至湘西北沅陵、安化一带逐渐转为近东西向，过鄱阳湖至赣东北、皖南和浙西又向北东方向偏转，大体呈北东 60°—70° 方向延伸(图 6)。在扬子地台的东南边缘形成一个巨大的反 S 形的弧形构造带，它控制着其后地质时期的构造地质演化过程。另一个弧形构造在湘、赣交界地区，展布于衡阳—株洲—萍乡一带，也表现为向北西凸的弧形。弧形构造带内的褶皱除局部地区外，大型褶皱一般为较开阔的复式背斜和复式向斜，对称性较好，为单斜—斜方对称。单个褶皱也以平缓开阔类型为主，但也常见紧闭的和局部倒转的，同时亦有短轴的和穹形的（图7）褶皱。普遍发育的板劈理在褶皱的轴面附近并与轴面平行，在两翼则呈扇形排列。在由不同岩性组成的岩层中，劈理折射现象很清楚。修水县城北的修水群中退色斑有限应变测量结果 $x:y:z=3.38:1.97:1$，即 $x=1.79r$，$y=1.05r$，$z=0.53r$（r 为原退色斑圆球半径），上述结果反映了本区的应变特征。在贵州梵净山地区下江群下部红子溪组中，透镜状钙质结核也主要是应变造成的变形产物（图8）。

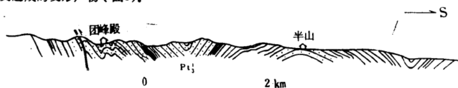


图7　江西武宁罗溪北修水群穹形构造

Fig.7 Dome structure of the Xiushui Group, north of Luoxi, Wuning, Jiangxi Province

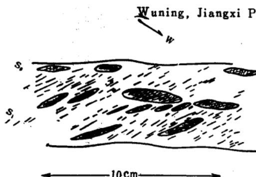


图8　贵州江口下江群红子溪组中钙质透镜体

Fig.8 Calareous lense in the Hongzixi, Xiajiang Group in Jiangkou, Guizhou Province

3．震旦系组成的构造样式群

属于上部构造层的震旦系及下古生界岩层，在贵阳—溆浦—宜丰—德兴—杭州断裂带以南，经加里东运动褶皱变形，而且大多产生很浅的区域变质作用，构造较为复杂。武功山南坡的安福、新余一带，由于受基底构造的控制及不稳定的重力驱动和受加里东运动影响，产生由北而南的大规模滑动构造，形成复杂的褶皱样式群。在扬子地台范围内，主要受印支运动的影响，产生脱顶的表层滑动构造。例如：自江西九岭山开始，震旦

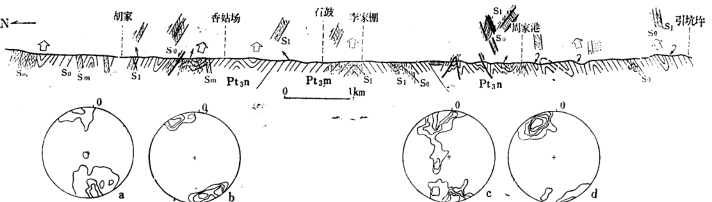


图6 江西省景德镇北石鼓复背斜构造剖面图

Fig.6 tectonic profile of the Shigu anticlinorium, north of Jingdezhen, Jiangxi Province

(赤平投影图解 a，c 分别表示北翼和南翼 $\pi\ s_0$ 图解；b，d 分别表示北翼和南翼的 $\pi\ s_1$ 图解)

⇗构造面方向 ↗岩层变新方向 s_0层理 s_1轴面劈理 s_m糜棱片理

Stereographic projection of mesoslopic structures. a, c show poles to bedding s_0 from the north limb, South limb of the Shigu anticlinorium respectively. b, d show poles to cleavage s_1 from the north limb, south limb of the Shigu anticlinorium respectively. Egual area, lower hemisphere.

⇗Structural facing ↗ younging direction s_0 bedding s_1 axial plane cleavage s_m mylonitic schistosity

系及古生界岩层由南而北沿着与前震旦系间的不整合面产生滑动，形成近东西向的、轴面南倾向北倒转的褶皱带，物质运动的指向性非常清楚，且伴随产生低角度的正断层和逆断层。单个褶皱以平行式纵弯褶皱为主，形态有箱形、屉形（图9）、圆滑、尖棱等，在南北方向上呈有规律的组合。一般不发育板劈理，地壳的缩短主要由于褶皱和逆冲断层作用所致。

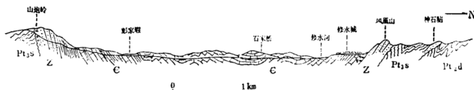


图9 江西修水震旦系及寒武系构造剖面图

Fig.9 Tectonic profile of the Sinian and Cambrian in Xiushui, Jiangxi Province

（三）主要断裂系统

扬子古大陆东南边缘前寒武纪基底断裂非常发育，且呈不同方向，其中主要的为近东西向和北东向两组。它们可能生成很早，在整个中、晚元古代的地壳演化过程中都有活动，控制着断裂两侧的地质发展进程。这些断层大多是一些尺度不同的构造边界线。此外，北西向的一些大型断层在局部地区也具有重要意义。

1．东西向断裂

有大庸—慈利断裂、长江断裂、障公山断裂、贵阳—溆浦—宜丰—德兴—杭州断裂、都柳江断裂及宜春—绍兴断裂等。其中以贵阳—溆浦—宜丰—德兴—杭州断裂和宜春—绍兴断裂规模最大，活动时间最长，对沉积作用和火山活动的控制最为明显，构造变形标志也较为清楚，重力和航磁异常亦有明确显示。这两条断裂是研究区内的一级构造边界，控制着中、晚元古代两列东西向火山岩带的展布以及断裂两侧岩相古地理特征和沉积组合的发育。断裂的构造变形标志包括次级密集断层带的分布，强烈线状应变带或韧性剪切带的发育。例如湖南浏阳至江西宜丰一带，韧性断裂作用和长期断裂活动形成的糜棱岩带和构造片岩带宽达30余公里，断裂带内的沉积变质岩和火山岩、侵入岩都已遭受强烈的糜棱岩化或片理化，发育新生的糜棱片理（s_m）、构造片理及条带、共轭折劈理和膝折带等。先期构造及板劈理（S_1）等要素，都被改造或掩盖而无法辨认。仅在残存的弱应变菱形地质块体内先期构造才能保存。断裂带以北的修水、武宁、通山地区，中、晚元古代浅变质岩群则以褶皱变形为主，主要形面（form surface）是原始层理面，应变程度较低。但在广大的低应变范围内也发育有近东西向的小型韧性变形带，其变形特征和岩石特点都与大型东西向韧性剪切带相似。赣东北的障公山韧性断层带、糜棱岩及构造片岩带宽达10余公里，糜棱片理及构造片理产状稳定，倾角很陡，这种构造特征在中小尺度以及微观尺度上都有表现。此外在露头尺度还发育有鞘状褶皱。

2．北北东向断裂

有松桃—榕江断裂、赣江断裂。前者实际上为黔、湘、桂交界处北北东向断裂带的西界，其东界为溆浦—三江断裂。沿此断裂带中、上元古界的岩相变化、沉积和火山建造都有明显的不同，断裂带东西两侧的岩相古地理条件也有较大差异。

赣江断裂对其东西两侧的地质演化历史有明显的控制作用。该断裂在地表的表现是一宽达30—50公里的强烈应变带和断裂带。如江西永修周围的北北东向的糜棱岩带及构造片理带就是赣江断裂的组成部分。宜丰—德兴东西向断裂被其切断迁引，形成凸向南东的一个弧形构造带。同时，晚元古代九岭花岗岩只在断裂以西分布，这也是赣江断裂对东西两侧控制作用的显示。此外，醴陵—郴县断裂，邵武—河源断裂和丽水—海丰断裂等，都是重要的北北东向断裂。虽然它们主要在古生代及其以后时期活动明显，但种种迹象表明，这些断裂在中、晚元古代就可能已经产生并控制着沉积的变化和发展。

上述两个方向的断裂系统，将扬子地台东南大陆边缘切割成许多菱形块段，块段内在构造和岩相古地理方面都具有东西成列、南北成行的特征，断裂带及其附近，沉积建造和构造变形都比较复杂，而被断裂所围限的地段内，沉积和构造变形则相对较为简单。总的说来，近东西向的断裂在规模、发育时间及其影响诸方面都占主导地位。它们控制着沟-弧-盆体系的基本轮廓；而北北东向断裂往往切断东西向断裂。其它方向的断裂如北西向断裂，则更为次要，仅对一些局部地区的地质演化起一定的控制作用。

二、华南中、上元古界地层沉积类型与构造古地理轮廓

在前节中，我们概述了三个构造层次的划分；构造样式群的建立和对比以及断裂系统，构造边界和沉积边界的确定。现在根据地层沉积特征、生物化石、火山活动等方面的研究、结合前人的研究成果，提出华南中、上元古界的时代划分和各区对比方案（见表1）。

（一）中元古代地层发育及沉积类型

本区中元古界包括桂北四堡群、黔北梵净山群、湖南冷家溪群、赣西北九岭群、赣东北德兴地区的杜村组及浙西双溪坞群，它们经1050—1100百万年左右的四堡运动及大致同期的构造运动变形、变质而构成下部构造层。中元古界岩性特征以绿片岩为主，个别可达低角闪岩相，其原岩主要为砂泥质及火山碎屑浊流沉积。本区中元古界出露面积小，厚度较大，未见底。大体可以分三种类型。

1. 岛弧—浊流沉积类型

属此类型的有四堡群、梵净山群，江西宜丰地区的九岭群、湖南益阳石咀塘一带的冷家溪群及赣东北的杜村组。它们的共同特点是各群、组均发育布马序列，虽然各自的沉积特征有差别，但从总体来看，都主要是泥砂质浊流沉积，另外各群、组都在一定层位上发育有中基性—基性火山岩，如细碧岩、辉绿岩等，有时还有超基性火山岩。碎屑沉积物中均含有大量凝灰质。

为进一步判明各群、组的沉积环境和确定火山活动的构造部位，特对其中的火山岩岩石化学成分作了图解分析。图10，11和12分别为仿都城秋穗的变异图解，仿皮尔斯的判别函数（F_1，F_2，F_3）图解和仿久野的K_2O+Na_2O对SiO_2图解。三个不同图解都显示四堡群、梵净山群及冷家溪群的基性火山岩基本属于岛弧拉斑玄武岩系列，大多数投点都接近于钙碱性玄武岩和拉斑玄武岩的过渡部位，可能代表岛弧带外侧与海沟间的火山活动特征。杜村组火山岩成分更接近中基性，在上述三个图解中投点多为钙碱性玄武岩，可能代表接近岛弧后部位置产物。图B为九岭群火山岩系列的 logτ 与 logσ 关系图解。可见宜丰地区九岭群火山岩多接近于岛弧高铝玄武岩和拉斑质岩系，因而也可认为属于岛弧带的火山活动。上述岩石化

学成分的各类图解分析表明本沉积类型的中元古界基本上为岛弧带的产物。

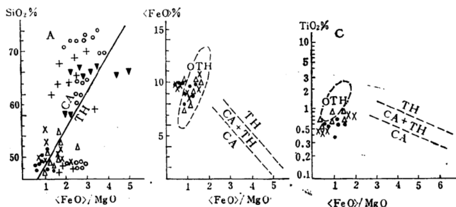


图10 <FeO>/MgO 对 SiO_2(A)；<FeO>/MgO 对<FeO>(B)；<FeO>/MgO 对TiO_2(C)的变异图解（仿都城秋穗）

（资料来源：1/20万罗城幅、江口幅、常德幅、长沙幅、铜鼓幅、乐平幅、上饶幅及建德幅等）

Fig.10 Variation diagrams of (FeO)/MgO:SiO_2(A):(FeO)/MgO:(FeO)(B); (FeO)/MgO:TiO_2(C) (after Miyashiro)

CA-钙碱性岩系 TH-拉斑玄武岩 OTH-大洋拉斑玄武岩系

● 四堡群 × 冷家溪群 △ 梵净山群 O 九岭群 ▼ 杜村组 + 双溪坞群

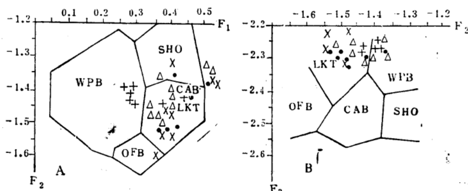


图11 四堡群、梵净山群、冷家溪群及双溪坞群的火山岩系列判别函数（F_1对F_2，F_2对F_3）图解（仿Pearce 1976）

（资料来源：1/20万江口幅、罗城幅、常德幅、长沙幅及建德幅）

Fig.11 Diagram of the discriminate function (F_1, F_2 and F_3) of the volcanics in Sibao Group, Fanjingshan Group, Lengjiaxi Group and Shuangxiwu Gruop. (after Pearce 1976)

OFB，大洋底玄武岩 LKT，岛弧拉斑玄武岩 CAB，钙碱质玄武岩 SHO，钾玄岩
OIB，大洋岛玄武岩 CON，大陆玄武岩

● 四堡群 △ 梵净山群 × 冷家溪群 + 双溪坞群

表 1　华　南　中　上　元

地层单位			黔东北		黔湘桂交界			湘西北	
界	系	统	梵净山西	梵净山东	黔东南	湘西南	桂北	石门-慈利	沅陵-安化-常德
下古生界	寒武系	下统	牛蹄塘组	牛蹄塘组	牛蹄塘组	小烟溪组	清溪组	灯影组 上段	小烟溪组
600Ma									
上元古界	震旦系 Z	上统 Z_2	灯影组	灯影组	留茶坡组	留茶坡组	老堡组	灯影组	留茶坡组
			陡山沱组 或 南沱组	陡山沱组 或 南沱组	陡山沱组 或 南沱组	陡山沱组 或 南沱组	陡山沱组 或 南沱组	陡山沱组 或 南沱组	或 南沱组
		下统 Z_1	★松桃组：含锰段 上杂砾岩段 含砾砂岩段	松桃组：含锰段 上杂砾岩段 含砾砂岩段	富禄组：含锰段 上杂砾岩段 砂岩段（铁质页岩） 长安组：杂砾岩	江口组：含锰段 上杂砾岩段 砂岩段（含铁层） 杂砾岩	富禄组：含锰段 上杂砾岩段 砂岩段（含铁层） 长安组：杂砾岩	★杨家坪组：含锰段 上杂砾岩段 砂砾岩段	杨家坪组：含锰段 含砾砂岩段
	800—850Ma		晋宁运动					雪峰运动	
Pt_3			下江群：清水江组 番召组 乌叶组 甲路组	下江群：清水江组 红子溪组	下江群：隆里组 平略组 清水江组 番召组 乌叶组 甲路组	板溪群：漠滨组 高涧组	丹洲群：拱洞组 合桐组 白竹组	板溪群：老山涯组	板溪群：五强溪组 马底驿组
1000-1050 Ma			梵净山运动			未见底	四堡运动	武陵运动	
中元古界 Pt_2			梵净山群	梵净山群	四堡群		四堡群	冷家溪群	冷家溪群

古界地层对比表

湘东北—赣西北		皖、浙、赣交界				福建中西部			广东			峡东	
修水—武宁	宜丰—高安	赣北—皖南	德兴—开化	上饶	建德—富阳	闽西南	闽西北	闽中	粤北	粤西—粤东北	海南岛		
王音铺组		荷塘组	荷塘组	荷塘组	荷塘组	$\in_1$	$\in_1$	Pz_1—Z_2^1	八村群	八村群	陀烈群	灯影组	天柱山段
灯影组		皮园村组	喜峰寺组	喜峰寺组	喜峰寺组	黄连组	Z_2		乐昌峡群	云开群	抱板群		
陡山沱组		兰田组				南岩组						陡山沱组	
或 南沱组		或 雷公坞组	或 雷公坞组	或 雷公坞组	或 雷公坞组	丁屋岭组	丁屋岭组					或 南沱组	
铜门组		休宁组	志棠组	志棠组	志棠组	溇子坝群	吴墩组	龙北溪组	鹰扬关群			莲沱组	
修水群：落可岽组	修水群	上溪群：铺岭组、邓家组	★大茅山群：落可岽组		上墅组、虹赤树组		?					黄陵花岗岩	
修水群：东流坑组、程山亭组、观音阁组	修水群：东流坑组、程山亭组、观音阁组	上溪群：牛屋组、木坑组	★大茅山群：小福溪组、东坑组、镇桥组	漆工群	骆家门组		麻源群	迪口组					
修水运动	修水运动	未见底	?	神功运动	神功运动								
九岭群：大坑组	九岭群		杜村组	双娇山群	双溪坞群								

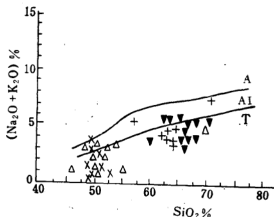


图12 梵净山群、冷家溪群、杜村组及双溪坞群火山岩 K_2O+Na_2O 对 SiO_2 图解（仿久野）

（资料来源：1/20万江口幅、长沙幅、上饶幅、建德幅）

Fig.12 Diagram of K_2O+Na_2O : SiO_2 of the volcanics in the Fanjingshan, Lengjiaxi, Shuangxiwu Groups and Ducun Formation (after Kuno)

A-碱性玄武岩系列 AI-高铝玄武岩系列 T-拉斑玄武岩系列

△ 梵净山群 × 冷家溪群 ▼ 杜村组 + 双溪坞群

2. 弧后盆地浊流沉积类型

本类型主要包括了修水地区的九岭群大坑组及湖南大部分的冷家溪群，该类型沉积物中布马序列极为发育，岩性为富含凝灰质的砂泥质浊积岩，未见伴生的火山岩。九岭群大坑组下部见有碎屑流沉积，由于浊流上叠扇的多次后退，大坑组表现有多次旋回的沉积特征。总之，本类型的成分、结构及构造方面比其它沉积类型要相对简单得多，从而表现出相对稳定的弧后盆地沉积特征。

3. 岛弧火山浊流沉积类型

此类型主要发育在浙西，称为双溪坞群，以紫红、灰绿色中基性火山熔岩及火山碎屑岩为主，火山碎屑岩中发育布马序列，显然为火山—浊流沉积。其沉积特征可能与日本山梨县常叶地区及秋田县北鹿地区新生代水下火山沉积物的某些特征类似。双溪坞群细碧岩，根据岩石化学图解（图10—12）基本属于岛弧—板内拉斑玄武岩范畴，可能也是岛弧或更接近弧后的火山浊流沉积。

中元古界在华南地区的分布虽然零星，但仍有一定的规律性。以溆浦—三江断裂和赣江断裂为界可分为三种情况，溆浦—三江断裂以西，中元古界分南、北两列出露，北列梵净山群、南列四堡群分别代表南北两列岛弧的产物。在两者之间的海域可能为一深水盆地，其特征可与当前西太平洋大陆边缘复杂的岛弧区相类比（图14）；溆浦—三江断裂和赣江断裂之间，中元古界主要沿溆浦—宜丰断裂北侧断续出现岛弧—浊流沉积，岛弧以北则出现弧后盆地浊流沉积，徐备等(本文集)对大坑组底模构造统计表明主要是由北而南的流动方向，推测当时物质供应主要来自北部；赣江断裂以东，沿德兴—杭州断裂分布有岛弧火山浊流沉积。

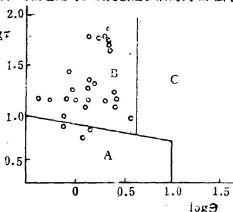


图13 九岭群火山岩系列logτ与logσ关系图解（仿Rittman）

（资料来源1：20万铜鼓幅）

Fig.13 logτ: logσ values of the volcanics in the Jiuling Group (after Rittman)

A-拉斑质岩系 B-岛弧高铝玄武岩系 C-碱性造山带岩系

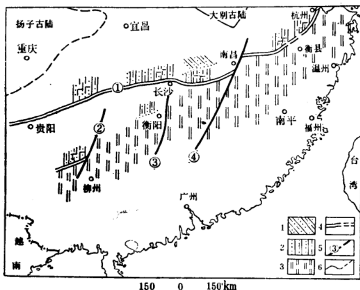


图14　华南中元古代（1050—1100百万年前）构造古地理略图

Fig.14　Tectonic-Palaeogeographic sketch map of the Middle Proterozoic (1400—1050 Ma、BP.) of South China.

1．弧后盆地砂泥质复理石沉积　2．岛弧含火山岩砂泥质复理石沉积　3．半深海一深海海沉积(类型不明)　4．地壳俯冲消减带　5．深断裂　6．古陆剥蚀区边界及推测边界　①贵阳一溆浦一宜丰一德兴一杭州断裂　②溆浦一三江断裂　③醴陵一郴县断裂　④赣江断裂

1. back-arc arenaceous argillaceous flysch deposits　2. island arc volconics-bearing arenaceous-argillaceous deposits　3. bathyal to deep sea deposits (type uncertain)　4. crustal subduction zone　5. deep fault　6. boundary and inferred boundary of old land　① Guiyang-Xupu-Yifeng-Dexing-Hangzhou fault zone　② Xupu-Sanjiang fault　③ Liling-Chenxian fault　④ Ganjiang fault

综上所述，可见中元古代溆浦一宜丰一德兴一杭州断裂可能构成扬子古陆的陆壳东南边界，再南即进入当时的大洋盆地。溆浦一三江断裂以西，陆壳南界可能位于桂北四堡岛弧以南。

（二）晚元古代早期地层发育及构造古地理轮廓

1．晚元古代早期地层沉积类型

华南晚元古代早期地层包括贵州下江群、湖南板溪群、桂北丹洲群、江西修水群、漆工群、大茅山群[1]、皖南上溪群及浙西骆家门组。在赣北、皖南、浙西等地区，还包括落可岽组、邓家组和铺岭组、虹赤村组和上墅组等。上述各群、组经800—850百万年左右的晋宁运动（雪峰运动）而变形变质，构成中部构造层。与中元古界相比它们变质程度更浅（以低绿片岩相为主），分布广泛，沉积类型复杂而且厚度变化大。为了便于叙述，拟分四个区介绍如下：

（1）黔东区：本区范围包括黔东北、黔东南及黔、桂交界地区，东界为溆浦一三江断裂。晚元古代早期地层称下江群，主要为浅灰色、灰绿色浅海及浊流沉积。下江群的详细划

1）大茅山群为暂用名

分见表Ⅰ。贵阳—溆浦断裂以北(黔东北)下江群发育不完整，自清水江组二段以上地层全部缺失。以梵净山为界可将黔东北的下江群分为两种类型，梵净山以东下部称红子组，由夹有大量泥灰岩条带的紫红色细砂岩及粉砂岩组成，为正常浅海沉积。上部清水江组，仅保存第一段，由灰绿色、灰色含凝灰质粉砂岩及砂岩组成，具布马序列，为浊流沉积；梵净山以西，下江群全部相变为灰和灰绿色浅海及浊流沉积。贵阳—溆浦断裂以南下江群发育完整，除下部夹有少量白云岩及黑色板岩外，全部为灰绿色凝灰质砂岩和粉砂岩组成。自贵阳—溆浦断裂开始，愈南浊积岩愈发育，断裂以南的台江、雷山一带自中部番召组开始发育浊流沉积，向南至从江、榕江一带自下江群底部甲路组即出现浊流沉积。显然梵净山运动后断裂以北基本以正常浅海环境为主，往南海水逐渐加深，沉积厚度亦不断加大，弧后盆地的沉积特征愈加明显。

温献德[1)]等曾进行了番召组底模构造流动方向统计，结果是大多数层位的底模构造显示向南流动，说明物源主要来自北部。同时也见有少数层位的底模构造指示了向北流动，即存在自南而北的物源，表明了四堡岛存在的可能性。

（2）湘西、桂北区：该区包括溆浦—三江断裂以东至醴陵—郴县断裂之间的湖南大部及桂北龙胜地区。区内分布的地层为板溪群和丹洲群。板溪群自北而南大体可分为三种沉积类型：第一种类型为稳定潮坪—浅海碎屑沉积类型，此类型主要分布于湖南澧水以北的石门、大庸、桑植等地区，由一套紫红色和灰绿色相间的砾岩、砂岩及板岩组成，为潮坪—近滨以及浅海沉积。整个板溪群构成一个沉积旋回，厚度<700米，因而只能建立一个老山涯组。显然自冷家溪运动（四堡运动）后，本区已转化为稳定地台，形成稳定沉积类型的板溪群，甚至晋宁（雪峰）运动在本区也表现为以抬升运动为主；第二种类型为滨浅海—浊流沉积类型，该类型多分布于澧水以南，溆浦—安化断裂以北，包括常德、安化、沅陵等县，厚度可达3000余米，分为下部马底驿组，上部五强溪组。马底驿组相变较大，北部常德一带主要为滨—浅海紫红色砂泥质沉积，下部夹有泥质白云岩，向上泥质增高，向南本组上部则出现浊积岩，再往南浊积岩层位渐低，至沅陵马底驿地区，马底驿组底部发育了碎屑流成因的杂砾岩，向上为浊流沉积，可能代表浊流扇开始阶段的根部沟道相沉积，尔后，随上叠扇的后退出现浊流沉积。五强溪组在常德地区仅顶部出现灰绿色含凝灰质浊积岩，与马底驿组一样向南亦出现浊积岩逐渐降低的趋势；第三种类型是浊流沉积类型，它们主要分布于溆浦—安化断裂以南直至湘、桂交界，板溪群仍分为两个组，下部高涧组，上部漠滨组，全部为灰绿色含凝灰质浊积岩，沿溆浦—安化断裂以南板溪群厚度突然加大到5000—6000米，代表过渡类型的弧后盆地沉积，可与黔东南的下江群对比。

丹洲群为一套灰绿色凝灰质碎屑沉积。布马序列极发育，为典型浊流沉积。龙胜地区丹洲群中部合桐组底部发育枕状构造的细碧岩，从图15中可以看出绝大多数投点落于岛弧拉斑玄武岩范围内。因而，可以认为龙胜地区可能为晚元古代早期的岛弧带，龙胜以南则可能是当时的大洋盆地。图16为宜昌—龙胜晚元古代早期沉积示意剖面图，该图表示了湘西、桂北地区的地层分布、岩相变化、各相带所处的构造部位及古地理环境。与中元古代相比，显然此时岛弧带已明显南移至桂北龙胜一带，原来的洋壳海域如湘西一带，此时已成为一个广阔的大陆边缘。在这个大陆边缘内具有多列岛弧和弧后盆地间列的特征，典型的弧后盆地发育在湘西—桂北之间。

1）硕士研究生论文，黔东台江—锦屏地区下江群浊积岩及其地质意义（未刊）。

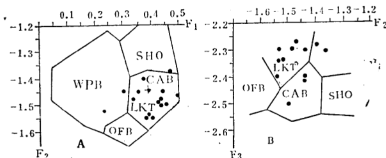


图15　丹洲群火山岩判别函数图解（据黄家骏）

Fig.15 Diagram showing discrimination function of the volcanics in the Danzhou Group (after Pearce 1976)

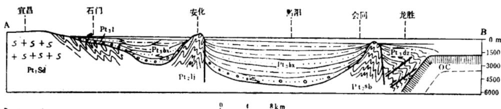


图16　晚元古代早期沉积示意剖面图

Fig.16 Sketch profile showing sedimentation in the Early stage of Late Proterozoic of Suoth China

（3）赣西北区：该区西起醴陵—郴县断裂，东抵赣江断裂。区内晚元古代早期地层为修水群，该群主要由灰绿色凝灰质碎屑岩组成，除底部发育少量滨浅海砂砾岩外，很快即向上过渡为浊积岩。经徐备等研究，修水群自下而上可划分为观音阁组、程山亭组和东流坑组。观音阁组中含有下列微古植物：

Leiominuscula orientalis Sin et Liu, *Margominuscula* aff. *tennela* Naun, *Leiopsophosphaera minor* Schep., *L. apertus* Schep., *L. infriata* Andr., *Protoleiosphaeridium pusillum* Sin, *Trachysphaeridium simplex* Sin, *T. incrassatum* Sin, *T. hyalinum* Sin et Liu, *T.* aff. *chihsienense* Liu et Sin, *Orygmatosphaeridum exile* Sin, *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *Trematosphaeridium minutum* Liu, *Taeniatum crassum* Sin

上述属种均属典型的青白口群分子。

程山亭组和东流坑组凝灰质丰富，具有多层层凝灰岩；布马序列发育，为浊流沉积。显然修水群亦属弧后盆地浊积岩。

（4）赣东北及皖南、浙西区：本区范围为赣江断裂以东地区，区内以德兴—杭州断裂为界分为南北两带，各带发育着不同类型的上元古界。北带包括赣北及皖南，发育有上溪群，原1:20万祁门、屯溪幅曾将其自下而上划分为漳前组、板桥组、木坑组/环沙组及牛屋组，经周洪瑞等（本文集）研究，确定了石鼓背斜及障公山韧性断层的存在，据此重建了上

溪群的层序。原描述的漳前组片理化砂岩，实为韧性断层中的糜棱岩带，糜棱片理及东西走向的韧性断裂带斜交并切割了上溪群的不同层位，故把漳前组作为一个地层单位实际上是不能成立的。木坑组构成了石鼓复背斜核部，牛屋组和板桥组对称地组成复背斜的两翼，可见二组实为同一地层。新建的上溪群层序，仅包括下部木坑组、上部牛屋组。上溪群具有中部构造层的构造样式群。景德镇旧城和波阳计林二地的牛屋组含有下列微古植物：*Leiominuscula orientalis* Sin et Liu, *Leiopsophosphaera apertus* Schep., *L. infreata* (Andr.) Sin, *L. minor* Schep, *Trachysphaeridium simplex* Sin, *T. incrassatum* Sin, *T.* aff. *stipticum* Sin, *T.* aff. *chihsienense* Liu et Sin, *Orygmatosphaeridium oxile*, *Taeniatum crassum* Sin, *Polyporata obsolita* Sin et Liu 上述属种与修水群所见基本相似，属典型青白口群分子。根据上述化石及构造样式群特征，上溪群完全可与修水群、下江群等作对比，归属于青白口时期。

上溪群的岩性特征为灰绿色砂、粉砂及泥质沉积，布马序列甚发育，厚层砂岩中具递变层理，为浊流沉积。牛屋组以粉砂质、泥质为主，发育由 CDE 段所组成的布马序列，底模构造不甚发育，仅见有一些小型的槽模构造，明显具有浊积扇末稍相特征。以上特征表现出上溪群可能代表了成熟度较高的弧后盆地浊流沉积。

南带主要分布于德兴—杭州断裂与宜春—绍兴断裂之间的江西上饶和浙西等地区，区内出露地层为漆工群，大茅山群和浙西的骆家门组，它们的主要沉积特征是大量发育凝灰质，火山碎屑及火山熔岩的碎屑泥质沉积，碎屑岩为浊流沉积。其中漆工群具有中基性—基性火山岩、层凝灰岩并夹有白云岩透镜体及含磁铁矿的云母石英片岩，显示了火山岛弧沉积组合特征。通过对漆工群基性熔岩岩石化学资料的“大洋系数 KO 对铝系数 KA 图解”分析和“Ti—Zr投影图解”分析（图17，18），结果表明绝大多数投点在图17中落入Ⅱ区，在图18

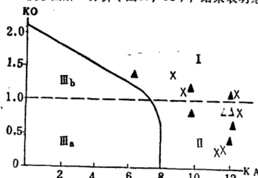


图17 晚元古代漆工群大洋系数KO对铝系数KA图解(仿Н. Л.Добрехов 1975，黄家骏1985简化)（资料来源：▲1/20万上饶幅，×据符鹤芹，1981）

Fig.17 Diagram of the ocean cofficient KO: aluminum cofficient KA of the Late Proterozoic, Qigong Group.(after Н.Л.Добрехов,1975)

Ⅰ. 大洋玄武岩 Ⅱ. 岛弧安山一玄武岩系列的钙碱质玄武岩 Ⅲa. 大陆拉斑玄武岩 Ⅲb. 裂谷带碱性橄榄玄武岩

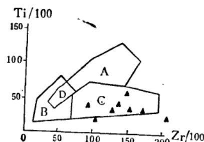


图18 漆工群基性火山岩Ti-Zr投影图解（仿Pearce 1973）（资料来源：1/20万上饶幅）

Fig.18 Ti-Zr projection (after Pearce 1973) of the basic volcanics in the Qigong Group

A+D. 大洋底拉斑玄武岩 B+D. 低钾拉斑玄武岩 C+D. 碱性拉斑玄武岩 C. 钙碱质玄武岩

中落入c区，二区均为钙碱性玄武岩系列，显示岛弧带中偏向弧后一侧的沉积产物；大茅山群和骆家门组中火山岩主要为中一中酸性火山熔岩，可能为弧后盆地接近岛弧一侧的产物。

以本区各群、组空间分布位置看来，漆工群更靠近当时可能作为扬子地台陆壳边界的宜春一绍兴断裂，断裂以南即为当时的洋壳海域。

需要指出，在赣北、皖南及浙西等地区，于修水群、上溪群及骆家门组之上常有一套含火山碎屑的砂砾岩及中酸性火山岩沉积，即江西境内的落可岽组，皖南的邓家组和铺岭组以及浙西的虹赤村组和上墅组。它们仅出露与保存在断陷盆地中，有的还遭受浅变质并具区域性板劈理，上述各组与下伏地层均呈角度不整合接触，与上覆震旦系呈角度不整合或平行不整合接触（图19，20）。

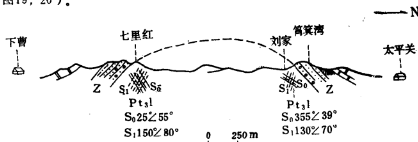


图19 江西彭泽太平关—下曹信手剖面（示落可岽组与震旦系接触关系）

Fig.19 Sketch profile from Taipinguan to Xiacao, Pengze, Jiangxi Province, shwoing contact relation between the Luokedong Formation and Sinian System

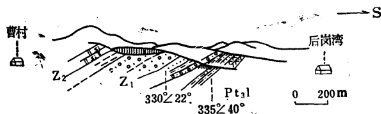


图20 江西都昌大港曹村—后岗湾信手剖面（示落可岽组与震旦系接触关系）

Fig.20 Sketch profile from Caocun to Hougangwan, Dagang, Duchang, Jiangxi Province, showing the contact relation between the Luokedong Formation and the Sinian System

落可岽组及其他各组的时代归属尚有不同意见。一种主张归于震旦纪下统，另一主张置于青白口时期。鉴于它们的岩性和沉积特征，变质和变形特征等都与震旦系有一定差别，本文倾向归属于青白口时期，相当于青白口群的上部层位，并可与板溪群的五强溪组及其相当层位对比（见表1）。

2. 晚元古代早期构造古地理轮廓

华南地区古构造格架及其历史演化，控制着该区沉积古地理的演化和发展，进入晚元古代早期的华南地区古地理轮廓已发生了许多重大变化（图21）。

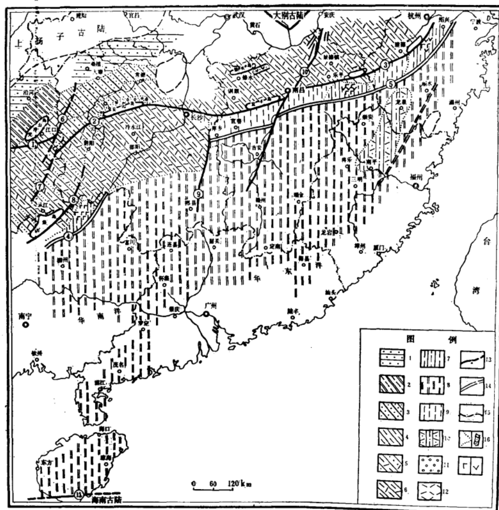


图21　华南晚元古代早期（1050—800百万年）构造古地理图

Fig.21　Tectonic-palaeogeographic sketch map of South China in the early Late Proterozoic (1050—800 Ma. BP.)

1．滨一浅海碎屑泥质沉积　2．弧后盆地泥质为主的浊流沉积　3．弧后盆地早期滨浅海碎屑泥质沉积，晚期浊流沉积　4．弧后盆地及弧间盆地碎屑泥质沉积　5．弧后盆地碎屑泥质浊流沉积　6．弧间盆地凝灰质、泥砂质浊流沉积　7．岛弧前碎屑泥质浊流沉积　8．洋壳盆地(沉积类型不明)　9．一般边缘海及大洋沉积　10．边缘海火山碎屑及凝灰质沉积　11．碎屑流杂砾岩沉积　12．火山凝灰质及沉凝灰岩　13．深断裂(重要的构造和沉积边界)　①贵阳一溆浦断裂　②溆浦一安化断裂　③宜丰一德兴一杭州断裂　④龙胜断裂　⑤宜春一绍兴断裂　⑥古丈一吉首一铜仁断裂　⑦榕江一天柱断裂　⑧三江一溆浦断裂　⑨郴县一醴陵断裂　⑩赣江断裂　⑪九所--陵水断裂　14．地壳俯冲消减带　15．古陆剥区边界及推测边界　16a．岩相界线　16b．断陷盆地　17a．基性火山岩　17b．中性及中酸性火山岩

1. littoral to shallow sea clastic-argillaceous deposits　2. back-arc basic turbidite deposits (mainly argillaceous)　3. back-arc basin early littoral to shallow sea clastic and argillaceous (lower) and turbidite deposits (upper)　4. back-arc basin, inter-arc basin clastic and argillaceous deposite　5. back-arc basin clastic and argillaceous turbidite deposits　6. inter-arc basin tuffaceous argillaceous-arenaceous turbidite deposits　7. fore-arc clastic and argillaceous

turbidite deposits 8. oceanic basin (sedimentry type unclear) 9. marginal sea and oceanic deposits 10. marginal sea volcanic-clastic and tuffaceous deposits 11. debris flow conglomeratic deposits 12. volcanic tuff and tuffite 13. deep faults or main faults (important tectonic and depositional boundary faults) ①Guiyang-Xupu fault ②Xupu-Anhua fault ③Yifeng-Dexing-Hangzhou fault ④Longsheng fault ⑤Yichun-Shaoxing fault ⑥Guzhang-Jishou-Tongren fault ⑦Rongjiang-Tianzhu fault ⑧Sanjiang-Xupu fault ⑨Chenxian-Liling fault ⑩Ganjiang fault ⑪Jiusuo-Lingshui fault 14. crustal subduction zone 15. boundary and inferred of old lands 16a. lithofacies boundary 16b. fault-basin 17a. basic volcanics 17b. medium and medium-acidic volcanics

1050—1100百万年的四堡运动使中元古代地层褶皱造山，在形成一系列岛群之后，开始接受晚元古代沉积。黔东下江群自北而南岩相类型规律变化，梵净山岛弧北西为滨、浅海—弧后盆地，其东南则大量发育钙泥质沉积和浊流沉积，代表早期浅水，后期海水逐渐加深的古地理环境，但总体讲水深可能相对较浅。贵阳—溆浦断裂以南，地层突然加厚、凝灰质增多，深水沉积（乌叶组）和浊流沉积更加发育，为典型弧后盆地环境；湘西—桂北自北而南相变明显，大庸—岳阳以北（澧水以北），属稳定类型潮坪—浅海碎屑沉积，厚度小，往南变为成熟度较低的近源浊积岩，再南至溆浦—安化断裂以南突然增厚，沉积物变细具远源浊流沉积特征。至桂北龙胜一带出现由蛇绿岩和浊积岩组成的丹洲群，代表了岛弧—海沟间的沉积，龙胜以南即进入洋壳海域——华南洋。大洋界线较中元古代已向东南迁移。

赣西北大面积出露修水群浊流沉积碎屑岩，未见同期火山岩分布，九岭群仅以小型岛屿形式出现，显然代表着弧后盆地边缘海的沉积环境，推测大洋边界已南移至宜春—绍兴断裂带，断裂以南为华东洋海域；赣江断裂以东，中元古界杜村组构成小型岛屿，岛北发育了以上溪群为代表的边缘海盆地的浊流沉积及晚期断陷盆地的火山岩及火山碎屑岩。岛南（德兴—杭州断裂以南）地壳运动较强烈，火山活动频繁，发育了以漆工群、大茅山群等为代表的岛弧带产物；宜春—绍兴断裂以南仅闽、浙地区的龙泉、建阳、将乐一带有晚元古代早期地层出露，称麻源群和迪口群，原岩为砂泥质复理石沉积，厚达万米，为强烈坳陷区的产物。其更加明确的构造和古地理意义，尚待继续研究。

综观晚元古代早期的构造古地理轮廓，是稳定的扬子地台范围逐步扩大，中元古代的部分大洋已为边缘海弧后盆地所代替，大洋界线已渐向东南迁移。

（三）震旦纪地层发育及古地理

1. 地层沉积类型

由于震旦系非为本文讨论重点，故仅就震旦系和下统的划分、对比、沉积类型及其构造古地理轮廓等问题做简要讨论。

晋宁（雪峰）运动对华南地区特别是扬子地台和江南边缘海区有重要影响。晋宁运动使上述地区逐步结束了活动的岛弧大陆边缘环境而形成稳定地台。因而本区震旦系与前震旦系在沉积类型，变质程度及构造样式等方面都有着本质差别。这些差别正是确定震旦系底界和区分基底与盖层的重要标志。晋宁运动与四堡运动在运动性质和意义以及影响范围等方面都是不同的，所以不能把二者等同起来，也不能把莲沱组与板溪群相对比。由于华南地区下震旦统沉积类型甚为复杂，因而增加了地层划分和对比的困难，本文拟对与莲沱组相当的下震旦统下部地层作较详细的讨论。这套地层在华南地区大体可分为四种类型：

（1）稳定类型的潮坪、泻湖及浅海沉积类型：属于这些类型的有峡区莲沱组、贵州马路坪组、赣西北硐门组、皖南休宁组及浙西志棠组等。自宜昌往东沉积物由粗变细，颜色由

紫红到红绿相间再到灰绿色为主，交错层理及其它类型层理的规模由大到小，炭质页岩及硅质岩夹层以无到少到多。反映其沉积环境由潮坪逐渐过渡到泻湖及海湾沉积环境(图22)。

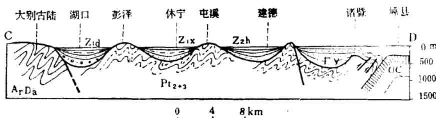


图22　大别古陆至富阳早震旦世莲沱期沉积示意剖面

Fig.22 Ideal sketch profile from Dabie old land to Fuyang showing the sedimentation in the Liantuo Age, Early Sinian

(2)稳定类型潮坪—浅海沉积类型：此类型分布于醴陵—郴县断裂以西湘西北及黔东地区，下部为砂岩或含砾砂岩 中部为杂砾岩；上部为含锰碳酸盐岩和锰矿层。一般说来底部砂岩及含砾砂岩较为稳定，上部含锰碳酸盐岩及中部杂砾岩都不够稳定，特别是杂砾岩层的岩相、厚度变化极大。其沉积相尚有不同认识，有待深入研究。

(3)过渡类型浅海—重力流沉积类型：本类型分布于溆浦—安化以南及湘、黔、桂交界地区，包括桂北的长安组和富禄组，湘西江口组及江西上铙地区的志棠组。湘、黔、桂地区下部发育有与浊积岩共生的巨厚杂砾岩。江口组的厚度自西而东、自北而南迅速减薄，形成一巨大的楔形体。王砚耕等[7]认为杂砾岩属海相碎屑流沉积，系深浅海—半深海环境产物。上铙地区的志棠组不仅为浊积岩而且发育有层状细碧岩和多层硅质岩，显然为深海沉积。

(4)变质震旦系：此类型有粤北鹰扬关群、云开群，闽西、闽中的楼子坝群，丁屋岭组及龙北溪组和赣中、赣南的变质震旦系。其原岩特征显示为大陆边缘岛弧带及开阔弧后盆地沉积类型。黄家骏认为[12]鹰扬地区下震旦统下部的细碧石英角斑岩建造与硅质岩、碳酸盐建造共生，为典型的岛弧带沉积组合特征。广东罗定、信宜地区的云开群夹有变质中基性和中酸性火山岩，可能预示又一列岛弧的存在，可见震旦纪早期的华南地区仍然表现为多列岛弧与岛后盆地间列的大陆边缘特征。

海南岛南端九所—陵水断裂以南出现了铷—锶等时线年龄值为1465百万年的变质基地——海南古陆，古陆以北沉积了变质震旦系抱板群，原岩为碎屑岩、硅质岩及碳酸盐岩的规律组合，具有边缘区的沉积组合特征。推测九所—陵水断裂以北的海南岛大部地区可能为大洋南侧另一地块即海南古陆的北部大陆边缘。

闽西、闽中地区的楼子坝群、丁屋岭组及龙北溪组，游振东教授等(本文集)研究认为龙北溪组的原岩为一基性火山岩群，其成因可能与大陆边缘的岛弧带有关。

上述沉积类型的多样性，恰恰反映了震旦纪初期由于晋宁运动的结果，从而形成了复杂的古地理面貌(图23)。

近年来有关下震旦统的划分和对比曾提出过不少方案，但其趋势是建组过细、过多，实际上所建的新组多数空间分布不够稳定，在目前条件下震旦统的过细划分可能使其更加难以对比，本文倾向将南沱组以下地层暂仅建一个组级单位并选择最能反映本地区沉积特征的剖

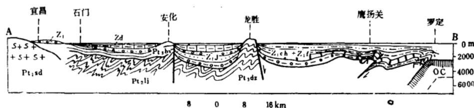


图23 宜昌至鹰扬关早震旦世莲沱期沉积示意剖面

Fig.23 Sketch profile from Yichang to Yingyangguan showing sedimentation in the Liantuo Age of Early Sinian

面地点命名，日后随研究方法的不断完善和深入，再进行更加详细的划分。

2. 震旦纪早期构造古地理轮廓

晋宁运动后扬子地台已基本形成并开始接受震旦纪的沉积，鉴于有专文讨论华南地区震旦纪古地理特征，本文仅对震旦纪早期构造古地理轮廓中几点较为突出的变化加以简述。

（1）扬子地台及其东南大陆边缘再次向东南方向迁移、扩展，大陆边缘内仍保持着多列岛弧及弧后盆地相间的构造古地理格局(图24)。粤北鹰扬关、连平至和平及粤西罗定、信宜等地的鹰扬关群和云开群都具有发育程度不同的中基性—基性火山岩，可能代表着三列同期岛弧的产物，当时的大洋盆地已向东南方向迁移至罗定、信宜以南，扬子地块隔着华南洋与以海南古陆为主体的另一地块遥遥相对。

（2）醴陵—郴县断裂及其北延部分仍为重要的边界。断裂以东沿宜丰—德兴—杭州断裂以北经晋宁运动隆起形成江南古陆，古陆北缘的赣北、皖南及浙西地区形成指状海湾的潮坪—泻湖沉积环境。而庐山至湖口一带底部砾岩和巨大斜层理很发育，具明显的滨海及三角洲沉积特征。江南古陆南侧的江西上饶及浙西富阳地区，志棠组发育有中基性—中酸性火山岩并具浊流沉积，表明江南古陆南缘此时仍可能保持着岛弧环境。

（3）早震旦世早期地层中多含凝灰质，镜下观察可见这些凝灰质颗粒多被磨蚀，不保留火山玻璃的原生结构、构造，具有再搬运和再沉积的特征。而晚元古代早期地层中所见的凝灰质多，基本保留了鸡骨状、港湾状等火山玻璃的原生结构、构造，说明它们基本上是未经二次搬运而再沉积的。这也表明不能把莲沱组及其相当地层与晚元古代早期地层相提并论。

以上对华南地区中、晚元古代地层及构造古地理作了概括的论述，取得了一些认识，但还有许多问题尚未解决，有待探讨，如：下震旦统长安组、江口组及其它各组中不同层位的杂砾岩性质问题；华南地区主要断裂，特别是近南北向断裂的性质及其对前寒武纪沉积的控制等问题；落可岽组及其同时代地层的归属问题，都需要继续研究，求得解决。

本文涉及的内容，无论工作方法或所取得的认识都是初步的，还不够成熟。目的是试行总结，以期发现问题，作为今后工作的参考。几年来在工作过程中得到贵州108队，江西区调队，江西916队，赣东北队，赣西北队，湖南区调队，湖南403队，安徽区调队，浙江区调队，广西区调队等以及宜昌地矿所马国干等同志的支持和帮助，特此致谢！

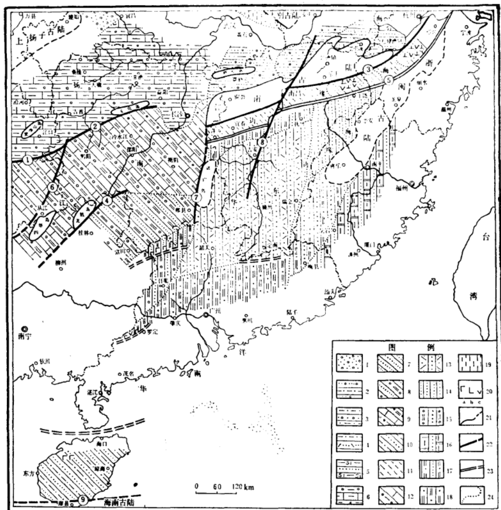


图24　华南早震旦世莲沱期构造古地理图

Fig.24　Tectonic-palaeogeographic sketch map of South China in the Liantuo Age, Early Sinian

1. 陆相及潮坪碎屑沉积　2. 滨、浅海砾、砂质、泥质碎屑沉积　3. 滨、浅海含砾砂、泥质碎屑沉积　4. 滨、浅海及海湾泻湖凝灰质、砂泥质碎屑沉积　5. 滨、浅海及海湾泻湖硅质、砂泥质碎屑沉积　6. 浅海含砾砂泥质碎屑沉积及含锰碳酸盐沉积(包括大塘坡段及杂砾岩段)　7. 边缘海砂质为主的碎屑沉积　8. 边缘海含砾、砂泥质碎屑沉积(鹰扬关群)　9. 边缘海砾砂质、泥质碎屑沉积，含锰碳酸盐及含铁碎屑沉积(包括江口组，长安组和富禄组)　10. 边缘海砂泥质复理石沉积　11. 边缘海沉积(沉积类型不明)　12. 边缘海含砾砂泥质碎屑岩及含锰层(缺少长安组及杂砾岩段下部砂岩)　13. 半深海—深海凝灰质、砂泥质复理石沉积　14. 半深海—深海砂泥质复理石沉积(砂质为主)　15. 半深海砂泥质复理石沉积　16. 半深海砂泥质复理石及碳酸盐沉积　17. 半深海砂泥质碎屑沉积　18. 洋壳盆地(沉积类型不明)　19. 一般边缘海及大洋沉积　20. 火山岩：a-基性　b-中基性　c-中酸性　21，22，23，24同图21，15，13，14，16a　① 贵阳—溆浦断裂　② 溆浦—安化断裂　③ 宜丰—德兴—杭州断裂　④龙胜断裂　⑤宜春—绍兴断裂　⑥榕江—天柱断裂　⑦醴陵—郴县断裂及其北延部分　⑧赣江断裂及其南延部分　⑨九所—陵水断裂

1. terrestrial and tidal flat clastic deposits 2. littoral to shallow sea rudaceous-arenaceous and argillaceous deposits 3. littoral to shallow sea conglomeratic areno-argillaceous deposits 4. littoral to shallow sea and bay lagoon tuffaceous areno-argillaceous deposits 5. littoral to shallow sea and bay lagoon siliceous areno-argillaceous deposits 6. shallow sea conglomeratic areno-argillaceous Mn-bearing carbonate deposits(Datangpou member and the conglomerate member) 7. marginal sea clastic deposits 8. marginal sea conglomerate areno-argillaceous deposit (Ying yang guan group) 9. marginal sea rudaceous arenaceous and argillaceous deposits. Mn-bearing carbonate and Fe-bearing clastic deposits(Jiangkou Formation, Changan Formation and Fulu Formation) 10. marginal sea arenaceous argillaceous flysch deposits 11. marginal sea deposits(sedimentry type unclear) 12. marginal sea conglomeratic areno-argillaceous deposits Mn-bearing beds(lacking Changan Formation and lower part of conglomerate member) 13. bathyal to deep sea tuffaceous areno-argillaceous flysch deposits 14. bathyal areno-argillaceous flysch deposits(mainly arenaceous) 15. bathyal areno-argillaceous flysch deposits 16. bathyal areno-argillaceous flysch and carbonate 17. bathyal areno-argillaceous deposits 18. 19. (as in 8. 9. of Fig.21) 20. volcanic rock a) basic; b) medium-basic; c) medium-acidic 21. 22. 23. 24. (as in 15. 13. 14. 16a. of Fig. 21) (1) *Guiyang-Xupu fault* (2)Xupu-Anhua fault (3)Yifeng-Dexing-Hangzhou fault (4)Longsheng fault (5)Yichun-Shaoxing fault (6)Rongjiang-Tianzhu fault (7)Chenxian-Liling fault (8)Ganjiang fault (9)Jiusuo-Lingshui fault

参 考 文 献

〔1〕 马杏垣、游振东、谭应佳、蔡学林，1963，中国东部前寒武纪大地构造发展样式，地质学报，43.1。

〔2〕 马杏垣、索书田、游振东、刘如琦，1981，嵩山构造变形，地质出版社。

〔3〕 王鸿祯等，1980，中国晚元古代构造与古地理，地质科学，2期。

〔4〕 王鸿祯，1982，中国地壳构造主要发展阶段，地球科学，3期。

〔5〕 王鸿祯等，1984，中国古地理图集，地图出版社。

〔6〕 王砚耕等，1984，贵州雷公山北麓下江群番召组的浊积岩，贵州上前寒武系及震旦系—寒武系界线，贵州人民出版社。

〔7〕 王砚耕等，1984，贵州东部早震旦世海相碎屑沉积的初步研究，贵州上前寒武系及震旦系—寒武系界线，贵州人民出版社。

〔8〕 叶伯丹等，1980，南岭及其周围地区花岗岩同位素地质年代学研究，中国地质科学院宜昌所分刊第一卷第1号。

〔9〕 刘鸿允、沙庆安、胡世玲等，1973，中国南方震旦系，中国科学，2期。

〔10〕 刘鸿允等，1980，中国南方早震旦世火山活动特征，第26届国际地质大会国际交流地质学术论文集7，前寒武纪地质，地质出版社。

〔11〕 刘鸿允等，1980，论震旦纪划分与对比问题，地质科学，4期。

〔12〕 秦守荣等，1984，贵州的上前寒武系，贵州上前寒武系及震旦系—寒武系界线，贵州人民出版社。

〔13〕 黄家骏，1983，广西火山岩岩石化学特征及其与地质构造的关系，中国区域地质，5期。

〔14〕 郭令智等，1980，华南大地构造格架及地壳演化，第26届国际地质大会国际交流地质学术论文集1，构造地质及地质力学，地质出版社。

〔15〕 松田时彦、中村一明，1970，水下沉积的火山沉积物的沉积特征及其按沉积环境模式的分类，成都地质学院"国外地质"，1976年。

〔16〕 Willian, R · Dickinsion著，罗正华、刘铭铨译，板块构造与沉积作用，1982，地质出版社。

〔17〕 Powell·c·Mca, 1972, Tectonic dewatering and strain in the Michigamme state, Michigan, Bull. Geol. Soc. AM. V. 83, 2149—2158.

〔18〕 Shackleton·R·M, 1958, Downward facing structures of the Highland Bordes, Q. J. G. S. London 113, 316—92.

〔19〕 Shrock·R·R, 1948, Sequence in Layered Rucks, New York, Mcgraw Hill.

PALAEOTECTONIC AND PALAEOGEOGRAPHY OF SOUTH CHINA IN THE MIDDLE AND LATE PROTEROZOIC STAGE

Wang Ziqiang Suo Shtian

Abstract

The Middle and Upper Proterozoic of South China consist mainly of epi-metamorphic rocks. The authors have investigated the aspects of sedimentation, structural deformation, metamorphism and volcanic activities, have recognized three tectonic levels in the Middle and Upper Proterozoic.

The lower tectonic level, represented by the Middle Proterozoic Fanjingshan Group, Sibao Group, Lengjiaxi Gruop, Jiuling, Ducun Formation and Shuangxiwu Group, contains marine flycsh deposits with medium--basic and basic volcanic eruptives. Through the Sibao Movement at about 1050–1100 Ma. BP. series of linear folding with an E–W trend were formed.

The middle tectonic level, represented by Xiajiang Group, Banxi Group, Danzhou Gruop, Xiushui Group, Shangxi Group and Qigong Gruop, and referred to the lower part of Upper Proterozoic, is composed of littoral and shallow sea clastic flysch and turbidite deposits with volcanoclastics in the middle and upper parts. Locally there are volcanic eruptives and volcanic sediments of faulted basin type (luokedong Formation). They were deformed and metamorphosed through the Jinningian Movement (about 800–850 Ma.BP.). However the metamorphism was relatively weak and deformation was simple, as compared with the lower tectonic level. Major and midium-sized folds are in main symmetrical, but minor are close in nature.

The Upper tectonic level, consisting of the Sinian and the Lower Palaeozoic, is mainly represented by the stable tidal flats and shallow sea deposits. They were deformed by the Caledonion or subsequent, later movements, but were not metamorphosed, and broad box-shaped folds with an E–W trend were formed.

The ancient rifts and rift basins were probably active in the middle and late Proterozoic. They formed the boundaries of sedimentary and tectonic belts of different sizes.

Based on differences in structural and sedimentary features, we have compiled table showing the classification and correlation of the Middle and Upper Proterozoic in various areas of the region studied. Palaeogeographic maps of South China in the Middle and Upper Proterozoic are also compiled.

华南加里东阶段古构造特征

杨巍然　胡德祥　张旺生

华南基底为加里东阶段形成，故加里东阶段古构造研究，对阐明基底形成、发展和成矿有积极意义；同时基底构造对盖层的沉积环境、岩浆活动、变质作用都有不同程度的控制，从而也直接或间接地影响某些内生矿产和层控矿产的形成。

一、构造格局及主要断裂带

华南加里东阶段构造演化中，断裂构造占有重要地位，其中尤为显著的是北东或北北东向和近东西向两组断裂，此外，北西向断裂也起一定作用，它们的联合与复合将地壳围限成一些大小不等的菱形或其他形态的块体，块体内部比较均一，块体之间差异明显，这些块体在盖层发育阶段不受原来边界断层性质的制约，而是或垂向或水平作整体运动——断块运动。因此，以北东—北北东向和近东西向为主导的断裂体系及其围限的断块，构成华南加里东阶段的基本构造格局（图1）。

我们初步划分出了两期两类断裂带——早期同沉积断裂和晚期同造山断裂。前者形成较早，至少在加里东阶段沉积时就有显示，因而对加里东期的沉积、岩浆活动、变质与变形特征都有不同程度的影响，在盖层发育阶段也有显示；后者指褶皱造山时期形成的断裂，对加里东期的沉积无控制作用，仅在盖层阶段有所反映。下面简单介绍几条重要的断裂带。

1．鄂、湘、黔断裂带

沿桑植、铜仁、凯里、百色西一线分布，北东30°方向延伸，往北东通过丹江—鹤峰断裂而与太行山东麓紫荆关断裂相连[1)]，是中国东部最引人注目的重力梯度带的一部分。这组密集的重力梯度带，延长数千公里，宽70—80公里，重力值变化范围80—100毫伽。在湖南境内通过计算表明地壳厚度变化在五公里以上，这是一个相当可观的数字，反映了断层的存在及其巨大的规模。在这条重力梯度带展布范围内，地表只有一些规模较小的断裂存在，故属隐伏断裂性质。它虽然未直接显示对沉积的控制，但它在湘、黔地段和早古生代的沉积关系密切。中国科学院南京地质古生物研究所将华南寒武纪生物地理分为扬子型、东南型和过渡型，其扬子型与过渡型分区界线恰好与本断裂吻合[1]。

2．安化—溆浦—洪江—四堡断裂带

大致从安化经马路口，溆浦抵洪江，然后往南西与广西四堡断裂相接，长约400公里，宽5—10公里，倾向南东，倾角50°—80°。沿断裂带有安洪重力梯度带和罗翁、绥宁航磁正负异常带，具有深源异常特征。本断裂带在地质上也有清楚显示：断层两侧震旦系、寒武系、奥陶系岩相厚度特征有明显差异，如震旦纪沉积厚度，断裂西北一般只有55—160米，无江

1)据1/20万南漳幅，1/20万巴东幅，1/20万五峰幅资料（待刊）。

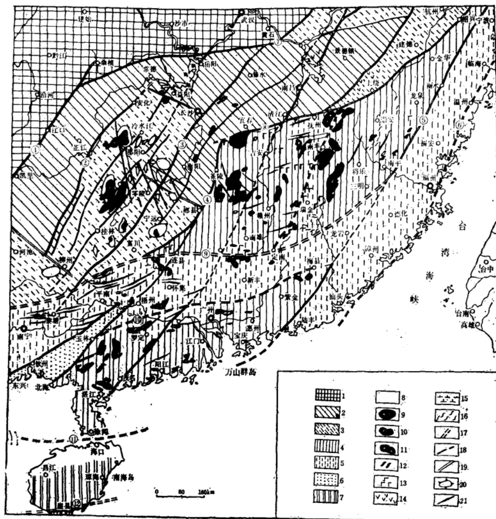


图1　华南地区加里东阶段古构造图

Fig.1 Palaeotectonic map of Caledonian stage in South China

1. 陆壳稳定区　2. 陆壳改造区断隆及断斜　3. 陆壳改造区断坳及断槽　4. 洋壳演化区早期褶皱带　5. 洋壳演化区晚期褶皱带　6. 洋壳演化区残留海槽　7. 洋壳演化区（未分）　8. 推测洋壳区　9. 花岗岩　10. 混合花岗岩　11. 花岗闪长岩　12. 超基性岩体　13. 震旦纪细碧岩角斑岩　14. 震旦纪碱性火山岩　15. 寒武—志留纪火山岩　16. 片麻岩　17. 同沉积断裂　18. 同造山断裂　19. 主要断裂编号，名称见正文　20. 穹窿构造　21. 褶皱轴

1. Stable continental crust area　2. Fault-upwarp and fault-tilted block in reformed continental crust area　3. Fault-downwarp and fault trough in the reformed continental crust area　4. Early fold zone in evolved oceanic crust area　5. Late fold zone in evolved oceanic crust area　6. Remnant trough in evolved oceanic crust area　7. Evolved oceanic crust area (undivided)　8. Inferred oceanic crust area　9. Granite　10. Migmatitic granite　11. Granodiorite　12. Ultrabasic intrusions　13. Sinian spilite-keratophyre　14. Sinian alkaline volcanic rocks　15. Cambrian-Silurian volcanic rocks　16. Gneiss　17. Synsedimentary fault　18. Synorogenic fault　19. Numbers of major fault, name refer to items in the text　20. Dome　21. Fold axis

口式铁矿沉积，而东南侧竟大于3500米，是江口式铁矿沉积的主要区。志留系在湘中、湘东地区也仅分布在本带上，显示了同沉积断裂特征；断裂带还控制了晋宁期及加里东期的玄武岩、煌斑岩群，基性、超基性岩和花岗岩的侵入；晚古生代时断层继续活动，使两侧的岩性和古生物群也有明显差异。

总起看来、断裂带西侧为构造隆起，东侧为构造坳陷。最近湖南大地电磁测深协作组的测深资料解释的深部构造进一步证实了这种构造格局：大致于安化，陇城一线以西，地幔上部，结晶基底的底面与顶面（电性界面Ⅲ、Ⅱ、Ⅰ）呈正向上隆；以东则为负向下凹，二者之间为仰冲断裂系。同时岩石圈底界（电性面Ⅳ）在此产生俯冲。

3．修水—长寿街—双牌—黎塘断裂带

以湖南境内的长寿街—双牌最为清楚，江西修水等地仍有形迹可循，更往北东直达湖北广济。往南西经都庞岭西缘沙田毛竹山至黎塘，亦称之为广济黎塘断裂[2]。北东30°—40°延伸，总体倾向北西，倾角较陡，长近1000公里。从连云山经株洲至衡阳有一明显重力梯度带与之吻合；航磁异常方面也有反映，局部异常或正负磁场交变带沿断裂带分布。断裂对震旦纪、寒武纪沉积岩相、厚度有明显的控制作用：震旦纪江口期，断裂以西厚度为1000—1500米，以东仅10—500米；寒武纪在断裂以东的厚度也明显小于西部，反映了断裂带以东为相对隆起区。加里东运动以后，断裂继续活动：对晚古生代以及以后的沉积有明显影响，如佘田桥期断裂以西为湖坪相，以东则为台坪—台地海盆相；沿断裂带基性、中酸性岩浆活动较频繁，并冲附近有深—浅成爆破角砾岩；沿断裂带的构造形变也很强烈，地表有数条次级断裂破碎带，劈理发育，甚至在连云山岩体西侧外接触带与断裂带之间，出现2—5公里的片岩化和混合岩化带，南岳岩体西南侧，从西往东也见有纹（斑）状混合岩，眼球—条带状混合岩、眼球状混合岩和被穿插的碎裂（糜棱岩化）伟晶岩等。这种片麻状混合岩在西邻的公田—灰汤—新宁断裂控制的越城岭花岗岩体中表现得更为清楚[1]，紧靠断裂带，还有花岗质糜棱岩，它们可能属韧性剪切带的产物。

4．茶陵—郴县—兰山断裂带

从茶陵至郴县，为北东30°延伸的一组断裂，它是上述修水—长寿街—双牌—黎塘断裂带东侧相对隆起区的东界。郴县以南转为NE50°方向延至兰山，此段属秦葆瑚所称南鄙县—兰山重力梯度带的一部分，他很强调此重力梯度带的意义，认为它所反映的是早、晚古生代岩相交接带与地史上的一条差异升降断裂活动带，也是一条重要的控岩控矿构造带[3]。此断裂带在晚古生代时的活动性被煤田地层工作者所证实，他们所称"攸(县)临（武）古断裂"与本断裂带位置大致相当。沿攸临断裂，有八个磁异常带，异常带内岩浆活动频繁，变质作用强烈，且有一系列隐伏岩体的存在。从地层厚度，特别是含煤建造趋势的分析，清楚地表明了攸临断裂对盖层的控制作用，如测水组（C_{1c}）时，高拟合度的四次面反映了当时北东向断裂存在，断裂以东以北东向构造为主，煤系厚，煤层厚，砂岩成分增多，砂岩百分比为30～50%，并含砾石；断裂以西以南北向构造为主，煤系薄，煤层薄，砂岩成分降至30%以下，不含砾石，有时夹有海相层[2]。

5．丽水—海丰断裂带

从浙江杭州湾到广东海丰，呈北东30°方向延伸达1100公里长，20—25公里宽的巨大断

1）梁金城等，1984年，越城岭片麻状花岗岩带定向构造的成因研究（全国第二届显微构造与组构学术讨论会论文）。

2）邹远跃，1984，浅谈湘东南攸（县）临（武）古断裂，湖南煤田地质勘探。

裂带。浙江境内称余桃一丽水断裂；福建部分称政和一大浦断裂；广东称莲花山断裂。北段反映为一条带状磁异常，是浙东火山岩覆盖区内两个不同场区的界线。中段在福建建瓯的东岩、大康、吕源和南平北山等地震旦纪一下古生代地层中，陆续发现深海硅质岩和海底火山喷发岩系组成的细碧岩建造，主要沿本断裂分布，在断裂带的政和长城和建阳北枥多处发现了镁铁一超镁铁质岩体，为蛇纹石化的橄榄岩、橄榄岩、闪石化的辉石岩、辉长岩等。对加里东期王母山超基性岩体中的方辉橄榄岩化学分析数据计算，母岩浆的固结指数(SI≥40)，结合矿物成分特征可以断定构成上述岩体的岩浆来自上地慢[4]。这些深海硅质岩、变质火山岩、镁铁一超镁铁岩构成蛇绿岩套组合。断裂南段广东多数同志也认为加里东时期业已存在，早古生代以后断层的活动日趋强烈，使其两侧的地质矿产特征有较大差异。

除上述特点外，在政和一大浦断裂带的闽北建瓯群还发现了中压型标型矿物——兰晶石。因而郭令智等和赵明德等均认为本断裂是加里东期洋壳会聚的俯冲带[5]、[6]。但是，随着地质工作的深入进展，发现上述原"建瓯群"不限于断裂以西，原"建瓯群"包括迪口组、龙北溪组、上震旦统一下古生界。龙北溪组与下为不整合或假整合，与上为整合接触；而上震旦统一下古生界在闽东分布较广，多处找到微古植物及几丁虫，如安溪潘田、周宁吾风楼等地中生代火山岩之下基底变质岩中，发现奥陶纪或早古生代的几丁虫和微古植物化石。从而表明断裂以东尚有加里东期褶皱带，故本断裂不是洋壳俯冲带，而是过渡壳之间的俯冲带。

6. 长乐一厦门断裂带

南起东山岛，北北东向沿闽浙沿海分布，长逾800公里。重力图上为一明显的重力异常梯级带，从台湾海峡西侧+30毫伽变到内陆-60毫伽，其零值线相当主断裂通过部位。向上延拓25公里仍呈北北东至北东向线性延展，说明这一梯度异常波及壳一慢界线的纵向转折端。航磁反映大致以闽清一德化为西界，其西部是平稳近于零值异常线，东部是紧密排列，线状延伸突出的高磁场。从磁场曲线的梯度变化，以及与重力梯度带的重叠关系，大致判断断裂带深部产状倾向东南[1)]。

长乐一厦门断裂带在加里东阶段存在的直接证据不足，而加里东以后的活动非常强烈，福建福鼎南溪附近晚古生代的复理石沉积，可能就是断裂以东强烈坳陷带中的沉积。在地表该断裂表现为三条近于平行的断裂，由冲断带、岩浆带、动力变质带、混合岩化带、火山喷发隆起带、温泉等组成。与断裂相伴的变质带，福建区测队变质岩组认为其形成过程与线形构造活动息息相关，变质作用和混合岩化强度与构造活动强度呈正比消长关系。任纪舜也曾将此岩浆变质杂岩带作为长乐一厦门断裂带的地质表现，但最近提出福建福清、韶安一带断裂变质带不是一个断裂变质带，而是一个典型的地槽褶皱带，属亚洲东部滨太平洋中生代褶皱带的一部分[7]。考虑到该断裂规模巨大，后期活动强烈，断裂以东局部地区可能有晚古生代复理石沉积，并联系东南沿海地区构造演化的特征，推测加里东时期即已有存在，并可能为洋壳与过渡壳的界线。

7. 江南断裂带

从无锡经径县、九江、崇阳、岳阳至大庸，大致呈近东西向顺长江南岸分布。加里东期为一条重要的地层、岩相、古生物突变带[8]。震旦纪时北带为碎屑岩、冰碛层和巨厚白云岩、白云质灰岩，厚1000米以上，属地台浅海沉积；南带为以陆相碎屑为主的砂岩、冰碛火山碎屑岩、砂页岩和火山硅质岩。其中火山硅质岩与北带的灯影白云岩，白云质灰岩层位相

1) 张镇海，1983，有关福建地质构造几个问题的综述，福建地质科技情报，3期。

当，但岩性迥异，厚度大大减小。早古生代北带为巨厚白云岩、白云质灰岩、结晶灰岩、瘤状灰岩、龟裂灰岩，富含三叶虫、头足类；南带为硅质页岩、石煤层、炭质页岩、白云质条带灰岩、泥质灰岩和粘土质页岩等，富含笔石和少量三叶虫和球接子。此界线以崇阳东杨梅山毛王背斜为界，仅相隔1—3公里，两侧岩相迥然不同。断裂带宽 1.5—50 公里，沿断裂带断续有破碎带和岩浆活动，但航磁不甚明显，后期活动不显著，属隐伏断裂性质。

8. 绍兴—江山—上饶—宜春断裂带

这条近东西向的断裂从绍兴一直到萍乡，在航磁、重力及卫星照片上均有明显反映，是一条众所熟知的重要断裂带，都以它作为一级构造单位的分界线[2]、[9]，或者认为它是晋宁期的板块俯冲带[5]、[6]。本断裂带在晋宁阶段的存在及其意义是肯定的，就是在加里东时期它仍有强烈活动，以它为界，南北具截然不同的沉积环境和构造面貌。加里东以后仍继续控制两侧地质体的发展。

9. 寻乌—定南—韶关—连县断裂带

10. 梅县—河源—玉林断裂带

这是根据地球物理和地质资料分析推断出来的两条近平行的纬向断裂。广州地震大队对粤桂湘地区深部重力场特征及深部构造形态的研究，将湘赣粤地区的深部重力场分成三部分：(1)南部高值区；(2)北部正、负异常值相间区，依次出现五个北东 22°—50° 的异常带；(3)中部东西向异常梯级区，异常方向近东西向，重力场简单，自南而北几乎均匀地减小，由−20毫伽减为−42毫伽，而东西两端等值线由东西方向转为北东方向。三个区之间两种深异常场交界均为断裂带[1)]，与上面我们所推测的东西向断裂带位置大体相一致（图2）。

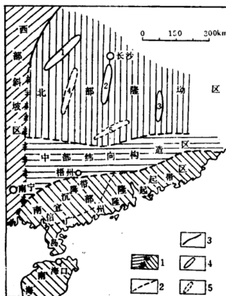


图2　粤桂湘深部构造分区（据广州地震大队）

Fig.2 Deep tectonic units in Guangdong, Guangxi and Hunan Provinces (After Guangzhou seismic team, 1975)

①常德—麻阳隆起区 ②湘潭—常宁隆起区 ③吉安—信丰隆起区 ④新化—资源沉降区 ⑤汝城—连县沉降区

①Changde-Mayang upwarp area ②Xiangtan-Changning upwarp area ③Ji'an-Xinfeng upwarp area ④Xinhua-Ziyuan subsidence area ⑤Rucheng-Lianxian subsidence area

从地质上分析也有显示：加里东时期两条断裂之间无论是地层发育、变质作用、岩浆活动、构造线方向和构造特点与两侧都有明显的区别：赣粤交境发现的几个加里东期超基性岩体刚好分布在寻乌—定南—韶关—连县断裂带附近，其中粤北始兴—和平东西构造带的司前东和下车北两个岩体，经NB阳离子标物计算和 Ne'-Ol'-O' 三角相图的研究，估计其成岩物质大致来源于约 100 公里深度的上地幔，显然它们是受断裂控制上升到地壳中的；两断裂带之间的地表出现一系列东西向断裂，如广东省地质局所确定的佛冈—丰良深断裂、高要—

1) 广州地震大队地震综合队，1975，粤桂湘地区深部重力场的特征及深部构造形态地震带划分的初步意见。

惠东深断裂、广东省地震科学研究所划出的连县丰阳—乳源断裂,清远石潭至新丰沙田断裂、河源义合至黄村断裂、河源石坝至紫金九树断裂、紫金苏区至揭西水东断裂等，并指出这组断裂的出现,可能与基底结构或形成年代较早的隐伏深大断裂有关[1],加里东以后，特别是中生代的花岗岩分布明显受两条断裂带的控制，形成著名的南岭花岗岩带。

由此可见，上述中部纬向构造区，在漫长的地史长河中，经过了多次的地壳运动，但始终显示出东西构造的影响，进一步证实了其南北两条断裂带的存在及其意义。

寻乌一定南一韶关一连县断裂带往西可能与昆仑关一西大明山隐伏断裂相连，后者主要是根据航磁资料推断的,从昆仑关一西大明山,由盖层与结晶基底之间磁性差而形成的磁性界面呈线状延伸的梯度带,表明磁性界面垂向切割深度有一定落差,即存在一隐伏断裂，其产状可能是陡立的,断裂两侧航磁性质、特征迥然不同，揭示了两区深部属两种不同性质地壳[2]。同时两侧的地质构造也有显著的差异。

梅县一河源一玉林断裂带向西与北东向的钦州一灵山大断裂带相连，后者是早古生代开始形成的对该区构造变化、沉积岩相变化、岩浆活动、变质作用、成矿作用等方面均有显著影响和控制作用的深断裂[10]，它与梅县一河源玉林断裂共同组成一个向北西微突的弧形断裂带，此弧形恰好与上述深部重力场中部东西向异常梯级区的南界吻合（参看图2）。

11．琼州海峡断裂带

沿琼州海峡呈近东西方向分布，挽近时期及地球物理场上均有一定反映，但加里东活动性只能根据其两侧对比而推断之。关于海南岛中北部加里东阶段地层划分分歧较大：广东区测队将抱球群划归震旦系，下为云母石英片岩夹斜长角闪岩，上为粉砂质页岩，粉砂岩夹砂质灰岩、炭质页岩及硅质岩，共厚2500米；寒武系沱烈群为各种砂岩、页岩或千枚岩、灰岩、白云岩夹炭质页岩和赤铁矿层，总厚3900米；沱烈群之上不整合有岳岭群粉砂岩、粉砂质板岩及灰岩，厚3100米，时代暂定奥陶一泥盆系。广东地质研究所南颐则认为原属下古生界的沱烈群、石碌群中，因找到石炭纪孢粉、腕足类、海百合茎等而解体分属石炭系或泥盆系了[3]。不管何种意见，这里早古生代的沉积、变质和变形特点与海峡以北显然不同，因而推测琼州海峡系一隐伏断裂带。

12．九所一陵水断裂带

位于海南岛南端，东西向展布。断带以南为晋宁褶皱基底，其上是寒武纪一晚奥陶世沉积，为稳定型浅海碳酸盐建造和砂页岩建造，属盖层性质。因此，可推测九所一陵水断裂带在加里东阶段就已开始活动。

二、构造单位及其特征

上述六条近东西向和六条北东一北北东向断裂将地壳分割成许多块体，构成加里东期的一级和二级构造单位。共分了六个一级构造单位，它们是扬子陆壳区、江南陆壳改造区（过渡区）、华夏洋壳演化区（过渡区）、东海一琼州海峡推测洋壳区、海南岛洋壳演化区及南海陆壳区。本文将着重介绍江南陆壳改造区和华夏洋壳演化区的特征。

江南陆壳改造区进一步划分为武陵断斜、湘桂断拗（边缘海）、九岭断隆、钱塘断槽

1）广东省地震科学研究所，1981，广东省卫星影象地震构造图及判读说明(1:50万)。
2）张忠伟等，1983，利用航磁资料对桂西地区基底构造及找矿意义的探讨，广西地质科技，第1期。
3）南颐，1983，广东省地层研究现状与存在的主要问题（冶金部广东冶金地质勘探公司印）。

（渐进式地槽）、下扬子断拗（前陆拗陷）。华夏洋壳演化区分为北部早期褶皱带、南部早期褶皱带、中部晚期褶皱带、东部晚期褶皱带、钦防残留海槽（图3）。各期构造单位之间的区别在震旦纪—早寒武世时表现得最为明显，现将各地区的震旦系—下寒武统分层对比列表如下（表1）。

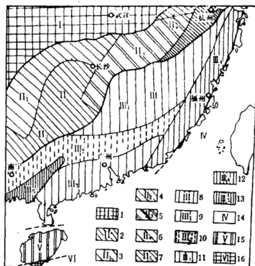


图3 华南加里东阶段构造分区图

Fig.3 Tectonic units of Caledonian stage in South China

1. 扬子陆壳稳定区 2. 江南陆壳改造区 3. 武陵断斜 4. 湘桂断拗 5. 九岭断隆 6. 下扬子断拗 7. 钱塘断槽 8. 华夏洋壳演化区（褶皱区） 9. 北部早期褶皱带 10. 中部晚期褶皱带 11. 南部早期褶皱带 12. 东部晚期褶皱带 13. 钦防残留海槽 14. 东海—琼州海峡推测洋壳区 15. 海南岛洋壳演化区 16. 南海陆壳稳定区

1. Yangtze stable continental crust area 2. Jiangnan (South of Yangtze River) reformed continental crust area 3. Wuling fault-tilted block 4. Xiang-Gui fault-downwarp 5. Jiuling fault-upwarp 6. Xia Yangtze fault-downwarp 7. Qiantang fault-trough 8. Cathaysia evolved oceanic crust area (fold belt) 9. Northern early fold belt 10. Central late fold belt 11. Southern early fold belt 12. Eastern late fold belt 13. Qinfang remnant trough 14. East China sea-Qiongzhou strait inferred oceanic crust area 15. Hainan evolved oceanic crust area 16. South China sea stable continental crust area

（一）扬子陆壳稳定区

江南断裂带与鄂、湘、黔断裂带联合而成的弧形断裂带之北西的广大地区，是扬子地台的一部分。其沉积相特点以石门杨家坪剖面加以说明：相当板溪群的老山崖组由早期的滨岸砂砾岩相过渡为晚期的潮坪石英砂岩—板岩相。与下伏冷家溪群为明显角度不整合接触，与上覆地层假整合，基本属盖层性质，但这只是局部现象，综观扬子地台全局仍应属晋宁期褶皱基底。震旦系下统由早期的网状河心滩砂砾岩相—混合坪石英砂岩、板岩相—含冰碛砾石的冰海沉积相—局限海板岩相过渡到晚期的陆地冰碛岩相。震旦系上统由滨岸局限浅海发展成碳酸盐台地，沉积磷酸盐夹炭质粘土，硅质，属稳定类型沉积。早古生代大致维持了晚震

表1

华南不同构造单位震旦系—下寒武统地层对比表

地层时代		扬子陆壳区	江南陆壳改造区					华夏洋壳演化区								海南岛洋壳演化区	南海陆壳区
								北部					东部	南部	中部		
			武陵断斜	湘桂断斜	九岭断隆	下扬子断拗	钱塘断槽	桂粤湘边境	赣中	闽西北	闽西南	浙东南	闽东	粤南	粤中		
∈		清虚洞组 牛蹄塘组	清虚洞组 牛蹄塘组	小烟溪组	观音堂组 王云铺组	荷塘组	荷塘组	水口组	牛角塘组	林田群	林田群	陈蔡群	下古生界—上震旦统	八村群	八村群	陀烈群	大茅群 $\in_2$
Pt_3	Z_2	灯影组	留茶坡组	留茶坡组	灯影组	皮园村组	西峰寺组	下龙河组	老虎塘组	上震旦统	黄连组						
		陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组	兰田组		陡山沱组			南岩组						
	Z_1	南沱组	南沱组	南沱组	南沱组	兰田冰碛层 / 雷公坞组	雷公坞组	南沱组	下坊组	丁屋岭组	丁屋岭组		龙北溪组	云开群	未出露	抱板群	?
		湘锰组	湘锰组	湘锰组	硐门组	休宁组	志棠组	富禄组	上施组	吴墩组	楼子坝组						
		沙窝组	江口组	江口组													
					落可岽组	铺岭组邓家组	上墅组	鹰扬关组 合水组	神山组								
		老山崖组	板溪群	板溪群	修水群	上溪群	骆家门组			麻源组			迪口组				永兴岛片麻岩、片岩

旦世构造、古地理特点。加里东运动对本区基本无影响，也没有明显的岩浆活动，故具典型大陆稳定区特征。

（二）江南陆壳改造区

江南断裂带与鄂、湘、黔断裂联合而成的弧形断裂带之东南和绍兴—江山—上饶—宜春断裂带、茶陵—郴县—兰山断裂带与昆仑关—西大明山断裂组成的弧形断裂带之北西广大地区，大致呈菱形轮廓。晋宁期末已基本褶皱成为陆壳，但固结程度不高，加里东阶段遭受改造而仍有较大的活动性，不过活动特点有别于真正的褶皱带，实际上是一过渡区性质。下面着重讨论两个问题：

1．陆壳的范围——本区东南边界的确定

习惯上扬子地台的东南边界从绍兴—江山—上饶—宜春断裂继续往西一直到安化附近转向北东，沿雪峰山东侧至广西罗城附近再转向西，经兴义、开远而至中越交界的河口附近。而我们认为茶陵—郴县—兰山断裂和昆仑关—西大明山断裂之西北晋宁运动基本上成为陆壳区，理由如下：(1)从株洲到衡山，以及整个衡阳盆地，具明显的重力高异常，Δg异常变化达80—120毫伽，与明确属于扬子地台的武陵山区情况非常相似。在其范围内未发现震旦系与下古生界的露头。中泥盆统跳马涧组直接不整合在板溪群或冷家溪群之上(图4)；据震旦纪岩相古地理分析，它至少是一水下隆起，甚至为一推测古陆；构造上它向北东自然延伸与九岭隆起相连，构成一向北西突出的弧形构造带，我们称之为九岭断隆。(2)九岭断隆和武陵断斜之间的湘中地区，有一系列穹窿构造，它们在地质上与地球物理方面具有共同特征，根据这些特征还发现不少隐伏穹窿。其中有些穹窿定位较高，基底岩系出露地表，基底岩系基本与武陵断斜和九岭断隆相同，与震旦系呈不整合或假整合接触。可以推知这些穹窿的基底也是晋宁期基底，由于断裂和其他原因而出露地表，从而推想湘中地区与东面的九岭断隆和西面的武陵断斜具有共同的基底。(3)茶陵—郴县—兰山断裂至昆仑关—西大明山断裂，在加里东阶段是一条重要的分界线。此线之西北，即本区范围内，虽然由于内部差异可分为不同的次级单位，但它们在地质上具有共性，而与该线东南的活动型沉积、构造、岩浆活动和成矿作用有明显的差异。

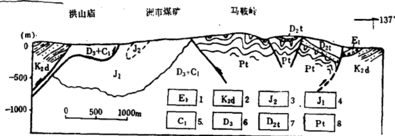


图4　洲市煤矿地质剖面图（示跳马涧与元古界不整合关系）

Fig.4 Geological section of Zhoushi coal mine (Indicating unconfomity between Proterozoic and Tiaomajian Group Middle Devonian)

1．下第三系古新统东矿组　2．白垩系上统戴家坪组　3．侏罗系中统　4．侏罗系下统　5．石炭系下统　6．泥盆系上统　7．泥盆系中统跳马涧组　8．元古界

1. Dongtang Group, Palaeocene, Lower Tertiary　2. Daijiapin Group, Upper Cretaceous　3. Middle Jurassic　4. Lower Jurassic　5. Lower Carboniferous　6. Upper Devonian　7. Tiaomajian Group, Middle Devonian　8. Proterozoic

由上可知，陆壳的范围比前人所确定的要大一些，武陵、湘中及衡（阳）株（洲）等地同属陆壳区。

2. 本区构造属性的探讨

首先分析一下本区基本地质特征：

（1）沉积古地理：按西南部与东北部分别描述，前者包括武陵断斜和湘桂断拗，后者有九岭断隆、下扬子断拗、钱塘断槽。

武陵断斜震旦纪早期为浮冰相含砂砾岩、陆棚浅海相板岩夹灰岩透镜体及浮冰相冰碛砾泥岩夹板岩；晚期为台缘斜坡—陆棚碳酸盐—硅质岩相。寒武纪早期为炭质粘土、硅质岩、磷矿和石煤，中晚期为陆棚内陆斜坡灰质炭质粘土夹白云岩。奥陶纪为台地边缘浅滩内碎屑、生物屑碳酸盐、砂、炭质粘土及硅质。志留纪时武陵断斜抬升、江南古陆雏形开始出现。

湘桂断拗震旦纪早期为陆棚边缘盆地浮冰相含砾砂质板岩含磁铁矿—赤铁矿层。中部陆棚边缘盆地相黑色板岩、粉砂质板岩夹透镜状含锰白云岩；上又为陆棚边缘盆地浮冰相冰碛砾泥岩夹板岩、硅质板岩、页岩、板岩及白云岩透镜体。寒武系下部仍为陆棚边缘盆地相硅质及含硅质、炭质粘土，底部有结核状磷矿和石煤；中上部为陆棚边缘盆地相碳酸盐及炭质、硅质粘土。奥陶纪为陆棚—陆棚边缘盆地相碳酸盐岩、笔石页岩、炭质、硅质岩夹碳酸锰矿。志留纪仅有下统，为滞流海盆炭质粘土、含硅质炭质粘土，向上出现了半局限浅海盆地砂质粘土夹砂质沉积。湘桂断拗一直表现为陆棚边缘盆地性质，相对周围海水较深，为水流不畅的还原环境，以硅质、炭质、富含有机质和黄铁矿的沉积为特色，是比较典型的滞流盆地沉积。

在讨论东部沉积古地理特征时，首先牵涉到落可崠组、铺岭组、上墅组的时代与构造阶段的归宿问题。这是一个争议较大的问题。落可崠组分布于武宁落可崠及都昌马涧桥，为凝灰质碎屑岩、凝灰岩、火山岩、火山角砾岩或安山岩、凝灰质板岩等，属九岭断隆上山间盆地中的火山—火山碎屑沉积。铺岭组与邓家组与之类似，前者为安山岩、流纹岩及凝灰岩，后者为长石石英砂岩夹粉砂质板岩，底部含赤铁矿。上墅组分布于钱塘断槽，为钠长粗面安山岩、凝灰岩，安山岩、酸性熔岩、石英砂岩等，是山前盆地中陆相基性、中酸性火山建造，局部为细碧—角斑岩或石英角斑岩，表明钱塘断槽此时已开始显示活动性。由此可见它们是在晋宁褶皱基底之上，由断裂形成的山间和山前盆地中的堆积，与下伏地层呈明显角度不整合，与上覆角度不整合或假整合，分布比较局限。山间盆地与山前盆地的沉积，从建造系列分析属于地槽建造系列，但按构造阶段的划分，它是地槽封闭的标志，应划归盖层阶段。因此，从所处构造位置和构造阶段来看，落可崠组、铺岭组，邓家组以及上墅组应该归属于加里东构造旋回，时代倾向于震旦系最底部，也可能更老一些。

整个震旦纪—志留纪，九岭断隆一直是相对隆起，缺失或很少沉积，而两侧分别为坳陷。早震旦世硐门组和志棠组为滨海至陆表浅海碎屑建造，庐山—德安地区并夹有较多的中酸性火山碎屑沉积。早震旦世晚期为冰碛岩、即南沱组和雷公坞组。由于澄江运动的影响，赣北地区进一步隆起成陆，遭受短暂的风化剥蚀，造成南沱组与硐门组和雷公坞组与志棠组之间的假整合。地壳的上升使部分地区达雪线以上，故南沱组与雷公坞组出现冰碛沉积。接着地壳缓慢下降，形成了晚震旦纪的广泛海侵，沉积了一套以浅海相泥硅质和碳酸盐建造为主的陡山沱组与灯影组，因其富含有机质和发育有条纹状构造，应属潮坪静水沉积。早寒武世，地壳再度缓慢上升，赣北等地形成半障壁性质的潮下浅水盆地，形成了富含钒、

铀、钼等多金属和硫磷的有机质黑色泥岩或煤层的王音铺组或荷塘组。中晚寒武世以浅海相碳酸盐和钙泥质沉积物以及薄层泥质灰岩为主。寒武纪以后，地壳运动逐渐加强、断裂活动加剧，沉积岩相及生物变化显著：赣北的瑞昌—彭泽地区奥陶纪以介壳相碳酸盐建造为主，往东往南则以含笔石的泥砂质建造为主，而浙西地区活动性大增，特别是晚奥陶世发育了2000—4000米厚的砂、页岩复理石沉积。志留纪以碎屑沉积为主，并具复理石建造和硬砂岩建造特征。

(2)构造变动与变质作用：本区构造以断裂为主，褶皱构造不甚强烈。湘中地区为北东向和北西向断裂带组成"条条"构造，条条之间所围限的空间形成"块块"构造，块块又以穹窿构造和短轴背斜为最大特征[11]，作者曾对四明山穹窿进行解剖，认为它是加里东期在垂向作用下形成的横弯褶曲[12]。条条构造变动较强烈，下古生界与上覆地层之间有明显角度不整合；"块块"构造变动较弱，特别是穹窿构造核部，下古生界与上覆地层呈微角度不整合接触。赣北、皖南、浙西地区则以近东西向断裂为主，褶皱变形亦不强烈，褶皱以宽展型为主，仅在某些长期拗陷地区出现一些过渡型褶皱。全区变质作用微弱，岩石浅度区域变质为板岩、变质砂岩等。

(3)岩浆活动：江南陆壳改造区的岩浆活动比较微弱，火山活动有东强西弱的特征，东部可能属震旦系的落可岽组、上墅组、铺岭组的火山岩以及震旦系硐门组中的中酸性火山—沉积杂岩、主要为陆相喷发，如上墅组火山岩 Fe_2O_3 与FeO的比值为1.93—5.05，反映了陆相氧化环境，仅局部细碧角斑岩与石英角斑岩可能为海相。西部见于新化云溪、长沙麻田和湘乡雷祖殿，为苦橄质玻基玄武岩。它们共同的岩石化学特征是碱性较高，各种指数反映为较稳定构造环境的产物：如长沙麻田、湘乡雷祖殿、新化云溪的火山岩，$\log\tau$-$\log\sigma$ 图解中，大部分点落在A区，即属稳定区火山岩；在(Na_2O+K_2O)-SiO_2 变异图上大部分布在碱性火山岩区；其余的也接近该区；新化云溪玄武岩的判别分析投影图属WPB（板内玄武岩）。

雪峰山以东的湘中南有较强的中酸性岩浆侵入活动。第一阶段侵入（4.4～5.7亿年）有张坊（5.12亿年）黑云母花岗闪长岩，西圆坑黑云母斜长花岗岩岩株及黑云母花岗闪长岩小岩株。第二阶段侵入（3.6～4.4亿年）有桃江（3.91亿年）、宏夏桥（4.23亿年）黑云母花岗闪长岩、彭公庙（3.82亿年），白马山（4.16亿年）、万洋山（4.17亿年）黑云母二长花岗岩、苗儿山（4.07亿年）、越城岭（4.12亿年）黑云母花岗岩、湘东南益将、雷公仙和四都等黑云母石英闪长岩和黑云母闪长岩，还有洲门司、黄家洲二云母花岗岩株和黎洲村、水牛塘等二云母、白云母花岗岩株。赣北地区仅在大断裂附近有酸性、中性岩浆侵入，如石耳山花岗岩、金家闪长岩。

本区岩体均受断裂和穹窿构造控制，往往分布于穹窿或短轴背斜核部，有时在断裂和穹窿构造或短轴背斜相交处。其地球物理特征是重力负异常和磁力正异常的叠加。根据这些特点，预测隐伏岩体取得了良好效果。

根据目前掌握的一些资料[14]、[15]、[16]，我们按构造区分别统计了它们的岩石学和岩石化学特征（表2），从表中可见本区花岗岩铝过饱和、$Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$（A/CNK）>1，固结指数SI<40，据北京铀矿地质所对苗儿山岩体测定其 $^{87}Sr/^{86}Sr=0.719$，故基本上是壳源改造的花岗岩，近似s型花岗岩，但和邻区云开大山、武夷山等地同期较典型的s型花岗岩相比，还是有明显差别；本区岩性以花岗闪长岩为主，后者以混合花岗岩为

表2　华南加里东期不同构造单位花岗岩岩石学、岩石化学特征（平均值）

		江南陆壳改造区(岩体数10)	华南洋壳演化区		
			北部早期褶皱带（岩体数23）	南部早期褶皱带（岩体数4）	中部晚期褶皱带（岩体数10）
岩性		花岗闪长岩、黑云母花岗岩、二长花岗岩	混合花岗岩、花岗岩、花岗闪长岩	混合花岗岩	花岗闪长岩、石英闪长岩、花岗岩
主要矿物	石英	28.94	27.90	30.20	25.34
	钾长石	21.95	33.37	33.98	18.50
	斜长石	38.72	29.52	26.02	39.56
氧化物含量%	SiO_2	67.84	70.61	72.15	66.32
	TiO_2	0.46	0.35	0.31	6.43
	Al_2O_3	14.36	14.52	13.92	14.68
	Fe_2O_3	1.95	1.05	1.11	2.01
	FeO	2.89	2.30	1.79	3.42
	MnO	0.07	0.10	0.05	0.09
	MgO	2.01	0.93	0.67	1.76
	CaO	2.97	1.40	1.62	3.58
	Na_2O	2.83	2.99	2.96	2.96
	K_2O	3.92	4.32	4.45	3.08
特征参数	固结指数(SI)	14.56	7.54	7.19	12.51
	分异指数(DI)	72.84	81.59	84.16	68.34
	A/CNK	1.03	1.21	1.12	1.01
	K_2O/Na_2O	0.95	0.98	1.04	0.66
	Na_2O/K_2O	1.09	1.02	1.00	1.47

特征：矿物成分钾长石小于斜长石，后者刚好相反；相对于云开山与武夷山，其氧化物中铁、镁、钙、钛高而钾低；分异指数低而固结指数高；A/CNK略小；K_2O/Na_2O低或Na_2O/K_2O高。岩石中K_2O/Na_2O的比值，反映了分异作用的程度。所有这些特点表明，本区和华夏洋壳演化区花岗岩都是陆源成因的，这是基本的共同点，区别在于花岗岩类的岩浆分异程度不同，即本区分异程度稍低，故分异指数低，固结指数高，A/CNK低和K_2O/Na_2O低。为什么出现这种情况，可能与本区花岗岩形成方式和形成环境有密切关系。本区花岗岩基本上是断裂重熔形成的，即在晋宁期基底上，产生大量断裂，断裂虽未切穿地壳，但其活动使地壳物质受到非均一压力的作用，引起温度增高，热能释放，挥发分和碱金属聚积并导致硅铝层熔化，形成花岗岩浆，最后沿断裂上升至现在的位置。由于频繁的断裂活动，深成作用短暂，来不及充分分异就侵入到地壳的表层。本区花岗岩的某些特点，与W.S.Pitcher最近划分出的加里东型花岗岩类似[26]（图5）。

上述沉积古地理、构造变形和变质作用以及岩浆活动的特征，充分显示了本区的过渡性质。关于这一点任纪舜1964年时已注意到，他将"江南地轴"及其附近称之为扬子准地台和华南加里东准地槽之间的构造过渡带[13]。陈炳蔚进一步提出此过渡带的基底是扬子地台的一部分，它是由中国地台东南缘解体后重新发育起来的过渡带，故称之为加里东再生地槽褶皱带[1]。其再生地槽的范围和我们现在划分的陆壳改造区也非常近似。我们认为，本区属加里东期陆壳，由于断裂而分异解体形成断块隆起和断块拗陷，它们控制了沉积古地理，甚至那些强烈拗陷的地段（断槽）可出现地槽型沉积建造，但它没有典型的造山作用而有别于真

1）陈炳蔚、艾长兴，1979，华南大地构造的几个问题，地质矿产研究，5期。

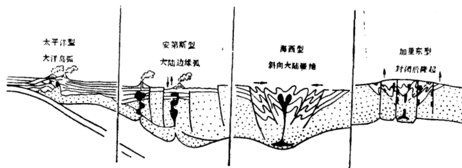


图5　显生宙花岗岩类岩石各种地质环境示意图（据W.S.Pitcher, 1983）
Fig.5 The various geological environments of Phanerozoic granitic rocks (After W.S.Pitcher, 1983)

正的地槽。断裂也决定了本区形变类型和岩浆岩的分布、产状以及岩石化学等一系列特征。故命名为陆壳改造区，属大陆边缘内带，从而对本区大地构造属性这个长期争论的问题做了一个较圆满的处理。

（三）华夏洋壳演化区

绍兴—江山—上饶—宜春断裂带，茶陵—郴县—兰山断裂带与昆仑关—西大明山断裂组成的弧形断裂带之东南皆属本区范围，为加里东期的褶皱区。内部进一步分为北部早期褶皱带、南部早期褶皱带、中部晚期褶皱带、东部晚期褶皱带和钦防残留海槽。

1．北部早期褶皱带

北部早期褶皱带大部分地区未见前震旦系出露，估计震旦纪与前震旦纪为连续沉积，仅武夷山区有少量前震旦系出露，即福建境内的麻源群和迪口群。它们一般变质较深，并有混合岩化，未见底，与上覆吴墩组或龙北溪组成不整合或假整合接触。在德化赤涂寨—田池的麻源群中找到的微古化石相当昆阳群大隆口组及蓟县系雾迷山组和青白口系的组合，故其时代大致相当青白口纪。它们是广阔的洋壳区中出现的固结最早的岛状地质体。震旦纪全区强烈拗陷，形成了巨厚的地槽型复理石建造及细碧角斑岩建造。澄江运动对本区有一定影响，虽未产生强烈褶皱变形，但海底地形变化较大，尤其是在武夷山区，可能形成北东—北北东向水下隆起，并使得丁屋岩组与下伏岩层呈不整合或假整合接触。早寒武世由于受武夷隆起及其他水下隆起的隔障，水流不畅，部局形成富含有机质和硅质的泥砂质建造。中晚寒武世沉降加快，水体变深，形成典型的复理石建造。奥陶纪海盆沉降中心似有由东向西逐渐迁移之势，沉降加大，海水变深，沉积了以泥硅质为主的含炭笔石页岩和笔石硅质页岩。奥陶纪末的地壳运动使之褶皱隆起，隆起核部控制着加里东早期混合岩及混合花岗岩分布。志留纪时大部分处于隆起状态，缺失或仅有很薄的沉积。志留纪末的地壳运动对本区再次发生强烈的影响，产生断裂和褶皱以及晚期混染型花岗岩和侵入型花岗岩。

本区褶皱、断裂均很发育，尤其是多期褶皱形变更为特征。在研究较详细的新余铁矿矿田，发现加里东运动至少可分为三个变形阶段：东西向构造形成阶段，奠定了矿田构造格

局；北北西向构造形成阶段；北东向构造形成阶段[1]。全区构造缺乏明显的优选方位：东部武夷山以北东向为主；西部北西向占优势；南北两侧因靠近近东西向断裂，形成东西向构造；中部似以南北向构造为主导。褶皱形态多样，有倒转、同斜、平卧、直立、卷曲等，褶皱地层两翼薄，转折端增厚，为水平应力作用于塑性强、围压大的岩层形成的塑性流褶曲。伴随褶皱作用，还形成了北东向、北西向断裂或断裂带。在加里东多次运动过程中，形成了区域低—中压型绿片岩相—角闪岩相的浅—中深变质岩系。尤其在武夷山区和某些大断裂带地区，变质较深，以中压型角闪岩相为主。相带往东明显呈北东向分布，中压带与中低压带相间排列，如自东而西有松溪—南平中压变质带，崇安—宁化中低压变质带，南城—信丰中压变质带。这些变质带是在北西—南东向主压应力场作用下产生的。

本区火山岩虽然只见于震旦纪，但它多为细碧岩、细碧角斑岩，其岩石化学特征反映这套火山岩是造山带或岛弧区产物，如鹰扬关组火山岩 $\log\tau$-$\log\sigma$ 图解，大部分点落在造山带火山区，$K^+/K^+ + Na^+$-$K^+ + Fe^{+++}/K^+ + Na^+ + Fe^{++} + Fe^{+++}$变异图则指示为岛弧型火山岩。游振东等将福建建瓯龙北溪组火山岩投入 Wright 所设计的 SiO_2：lgAIK 座标，落入钙碱性岩区；在 AMF 图解中，大致与拉斑玄武岩分异趋势相一致，其中他本人所采样品，全部落入钙碱火山系列分布区，向图解的A端延伸；投入Barberi所设计的岛弧火山岩分类图解，大部落入钙碱性岩系。值得注意的是投入 H.de La Roche 所设计的 Al.K.Na 直角座标图，不落入典型的细碧岩区，都出现于玄武岩区及其附近，暗示本区火山岩更多具有钙碱火山岩、拉斑玄武岩特征（见本论文集）。这些都表明本区火山岩，为一套细碧岩、细碧角斑岩系，通过对岩石化学特征的进一步研究，推断可能存在钙碱性系列和拉斑玄武岩系列，属岛弧或活动大陆边缘火山岩系。

本区侵入岩较发育，南部寻乌—定南—韶关—连县断裂带附近发现有超基性岩，安远—定南一带的超基性岩产于震旦系火山岩中，与围岩呈和谐关系，同受混合岩化作用，分异作用不甚明显，岩石化学以富镁、基性度高、低钙、贫铝贫碱质为特征[2]。丽水—海丰断裂西侧闽西北及江西黎川丁家、资溪嵩市等地也有超基性岩，岩体多顺层斜切上元古界和上震旦统变质岩，中心相多超基性，边缘相过渡为基性，自变质强烈，普遍蛇纹石化。酸性侵入最醒目的是早期形成大量混合花岗岩，它们往往分布于背斜核部；晚期还有不少的侵入花岗岩。这些花岗岩岩石化学特征参见表2。上面已提到过，本区花岗岩虽与江南陆壳改造区同属s型，但南部褶皱带和北部褶皱带与江南陆壳改造区有较大区别，集中表现为分异程度比较高，故分异指数高，固结指数低，A/CNK 高和 K_2O/Na_2O 低。这些特征反映了花岗岩形成环境不同。本区花岗岩主要是在造山运动过程中产生的，由于发生强烈拗陷并接受大量沉积，沉降中心的沉积物在一定的温度与压力下产生变质。本区一般是在角闪岩相变质的基础上发生局部重熔，以熔出的低熔组分对变质围岩进行交代，在原地形成深层花岗岩化花岗岩，进一步发展形成深层流化花岗岩，再进一步则发展成为侵入混合花岗岩及花岗岩。伴随褶皱回返，这些花岗岩随之上升至地壳上部，故它们多位于早期沉降中心及后期复背斜核部位置。这类花岗岩的种种特点表明，它是较典型的s型花岗岩，和 W.S.Pitcher 所划分的海西型花岗岩也极为相似（参看图5）。

1）张景钦、汤加富，1983年，关于新余铁矿田构造特征的几种不同意见的讨论，江西新余地区变质岩构造现场学术讨论情报交流会论文汇编。

2）高秉璋，1981，江西南部加里东期超基性岩的基本特征及其地质意义，全国基性—超基性岩及蛇绿岩第一次学术讨论会文件。

2．南部早期褶皱带

与北部早期褶皱带情况基本相似。目前尚未发现确切的前震旦系。震旦系云开群以变质砂岩、石英片岩、石英云母岩为主，中部夹中酸性变质火山岩、大理岩及磁铁矿层，顶部见硅质岩及硅质板岩，总厚达6,000余米。寒武系八村群为浅海类复理石碎屑沉积。郁南运动使奥陶系浅海壳相碎屑岩微不整合于寒武系之上，并伴有区域变质作用和混合岩化作用。奥陶纪时从云开往东往北都相变为笔石页岩相，表明云开此时褶皱成相对隆起地区。志留系出露甚少，以笔石页岩为主。

本区断裂与褶皱均较发育，褶皱为紧密线型，以北东相为主，如云开复背斜，往北靠近梅县—河源—玉林断裂带而转为东西向。断裂亦以北东向为主，如合浦—岑溪断裂。伴随加里东构造运动形成了廉江—富州等地低压型变质带（包括绿片岩相、低角闪岩相、高角闪岩相和麻粒岩相）和大坩山地区低中压型变质带（只有绿片岩相和低角闪岩相）。

本区火山岩仅震旦纪云开群中夹一套变质中基性和中酸性火山岩。但本区侵入岩非常发育，和北部早期褶皱带一样发育有大量混合岩和混合花岗岩，形成云开、广博，兴梅三个混合岩田，它们断续相连，呈近东西向展布。岩石片麻理方向与围岩主构造线平行，变质岩、混合岩、混合花岗岩呈渐变过渡。由于片麻理与加里东形成构造方向一致，变质地层为震旦系和下古生界，泥盆系普遍不整合于混合岩类之上，混合岩、混合花岗岩的同位素年龄集中在4—5亿年，故确定混合岩与混合花岗岩为加里东期形成。这些岩体岩石学和岩石化学特征与北部早期褶皱带完全类同（参看表2）。

3．中部晚期褶皱

本区在华夏洋壳演化区中是一个特特而值得深入探究的单位。这里没有出露前寒武系，下古生界主要为复理石建造，但与南、北两个褶皱带相比，它厚度较小但水体较深，多次出现笔石页岩沉积。如奥陶纪时，南侧云开山区为浅海壳相碎屑岩，厚1750～3600米；北侧赣西南以长石石英砂岩为主，其次是硅质板岩，硅质岩，厚3100～4300米；本区粤中粤北地区中、下统为笔石页岩，上统石英砂岩、大理岩及板岩，总厚814～1934米。

本区构造运动相对南、北褶皱带褶皱稍弱、时代稍晚，主要是志留纪末广西运动形成，褶皱为主，东西向占绝对优势。相应变质作用也较弱，形成低级变质带，为板岩、千枚岩、局部夹大理岩。变质作用的营力以构造应力为主，热流变化不显，无明显的变质中心和递增现象，一般不出现混合岩，属单相变质、面型分布的区域动力变质作用。

本区在东大明山发现有下奥陶统火山角砾岩、角斑岩等，厚20～80米；下志留统火山岩分布于岑溪太平公社一带，为火山角砾岩、角斑岩夹细碧岩等，厚度大于80米。火山岩厚度小，分布范围局限，斜长石以钠长石为主，形成角斑岩建造[14]。本区侵入岩也有特色，以中酸性侵入为主，以岩株或岩基产出，岩性为花岗闪长岩，在岩体边缘常过渡为石英二长岩，石英闪长岩及二长花岗岩。在岩体内部相中分布有较多暗色闪长岩质包体。其中和平石英闪长岩经贵阳地化所在2kbar和含有30%水的实验条件下获初熔温度为720℃，他们估计该岩体的成岩物质应是地壳深部地幔重熔的结果。除中酸性岩以外，尚有花岗岩，多呈岩基产出，侵入接触清楚，很少混合岩化。最近吴思本发现有些定为燕山期的岩体，如贵东花岗岩，虽然有十个同位素年龄皆为135—224百万年，但于翁源县岩庄水库正南国防公路上，见D_2不整合在岩体之上，故贵东岩体实为加里东期超浅成大型花岗岩基[1)]。综观本区花岗岩

1）吴思本，1983，华南加里东褶皱带中花岗岩时代问题。

类岩石学与岩石化学特征与华夏洋壳演化区上述两单位明显不同而与江南陆壳改造区完全相似（参看表2），这种特殊性显然和本区深部构造存在一纬向断裂带的推断有关，也就是说本区花岗岩类为断裂重熔所致，且其断裂深度较江南陆壳改造区更大。

4．东部晚期褶皱带

本区因中生代火山岩覆盖及断裂破坏，基底岩系出露零星，故对本区大地构造属性存在很大分歧：第一种意见认为它是华夏古陆；第二种意见认为它是海西褶皱带；第三种意见认为属加里东褶皱带。我们支持第三种意见，主要根据是：(1)中生代火山岩之下，已发现震旦系和下古生界零星露头。下震旦统龙北溪组为绿色片岩夹石英岩、大理岩及透镜状磷块岩，有微古植物化石。上震旦统一下古生界分布稍广一些，下部为变粒岩偶夹白云石英片岩，局部见黑云钠长变粒岩夹石英岩、大理岩、阳起片岩透镜体，其下与龙北溪组整合接触；上部主要为二云石英片岩夹二云片岩及变粒岩，安溪、周宁、尤溪等地多次发现奥陶纪或早古生代的几丁虫和微古植物。安溪剑斗还见石炭系石英砂、砾岩不整合于这套云母石英片岩和混合岩之上。(2)李兼海等所编福建早古生代古地理图表明，闽东非古陆、相反海侵来自东南方向[18]。

根据上述情况分析，本区应属加里东晚期褶皱带。

5．钦防残留海槽

本区最大特点是志留系和泥盆系为连续沉积，加里东运动不显，晚古生代拗陷继承早古生代拗陷发育，直到早二叠世末东吴运动，才褶皱隆起，故本区是加里东期残留海槽。

从各个二级单位的特征可以看出，本区是加里东期地槽褶皱带，震旦纪时略具优地槽特征，早古生代时属冒地槽性质。通过地槽的发展，由洋壳转化为陆壳。其演化有两个趋势：一为由南北向中间褶皱变新，即南北早期褶皱带震旦纪时就强烈下陷，伴随有细碧岩和细碧角斑岩喷发，寒武纪末开始回返，奥陶纪末基本褶皱隆起，缺失或很少志留纪沉积，褶皱回返的同时发生强烈花岗岩化和混合岩化；当南、北强烈挤压时，中部纬向构造带似乎处于张裂构造环境，从奥陶纪和志留纪的沉积特点和火山岩发育以及酸性侵入岩的某些特征可以得到证明，一直到志留纪末才褶皱隆起。因此，中部构造带早期有点类似小型断裂扩张带，分别向南向北挤压，促进南、北两褶皱带形成；晚期本身遭受挤压褶皱隆起，使南北褶皱带结合，而其中的钦防地区是没有结合的残留海槽，表明它们的接合不是同时完成的，沿走向可产生构造迁移。由南、北向中间演化的现象，王鸿祯也曾注意到，他新编的中国加里东阶段古构造图上，南北为早加里东褶皱带，中间为晚加里东褶皱带和残留海槽[19]。这种演化规律的进一步研究，无疑对揭示中国南方构造演化格局有很大的意义。另一演化规律是由西北向东南褶皱变新，如果联系华南整个地史演化将更为清楚，它符合以四川盆地为核，陆壳向东南太平洋方向逐渐增生的总的历史进程。

综观华夏洋壳演化区特征，应属构造活动区，构成了大陆边缘的外带。通过构造演化，使洋壳转化为陆壳。

（四）东海—琼州海峡推测洋壳区及海南岛洋壳演化区

本区由于资料不多，研究不详，问题较多，特别是海南岛北部争论更大。前面已经指出，海南岛早古生代的沉积，变质和变形特点与琼州海峡以北大陆地区显然不同，联系到它的南面为南海陆壳区，故认为海南岛为南海陆壳区北部的大陆边缘，属洋壳演化区，但加里

东运动后并未完全固结成为陆壳区，晚古生代时继续演化。海南岛与大陆之间的琼州海峡推测为当时的洋壳区。此洋壳区东面包括东海和台湾，向西可与横断山、金沙江一带的洋壳区相连，即尔后的东南沿海——兰坪、思茅弧形海西褶皱带[20]。

（五）南海陆壳区

包括海南岛南缘和南海广大地区。本区为晋宁期褶皱基底，因西沙群岛的永兴岛钻探揭示，在晚第三纪沉积之下为花岗片麻岩、石英云母片岩、片麻状花岗岩，经剑桥大学用铷锶法测得等时年龄1465百万年，变质年龄627百万年。盖层发育见于海南岛南缘，崖县地区中寒武统大茅群为深灰色灰岩、硅质岩夹磷锰矿层，下部见砂岩、粉砂岩及粉砂质页岩，厚1924米；上寒武统大葵群为深灰色含泥炭质灰岩夹白云质灰岩、白云岩，厚216～253米；下奥陶统牙花组以灰黑色角砾状灰岩为主夹硅质页岩，厚430米；中奥陶统沙塘组以灰黑色灰岩为主夹炭硅质页岩，厚115～280米；中奥陶统尖岭组下部为砾岩、含砾砂岩、粉砂岩，与下伏地层角度不整合，上部为页岩、粉砂岩，总厚1285～1500米；上奥陶统干沟村组以粉砂岩、页岩为主夹细砂岩，厚350米。这套地层属含磷、锰、硅质碳酸岩建造、笔石页岩建造和石英砂岩建造。实际上南海地台与其西面的印支地块组成一个更大的块体，后者的基底中曾有2300百万年年龄数据的报导[1)]，其上最老盖层为中寒武统呈水平产状的石英岩，故两者同为陆壳区。只是在喜山期，南海裂陷下沉才与印支地块分开，并由于海底扩张而出现洋壳。

三、构造应力场及构造演化

根据加里东古构造的力学性质，分布规律和组合特征的综合分析，可以清楚地看出，华南地区区域构造应力有两个方向（图6）。

一为南北方向的挤压，它使江南陆壳改造区早期形成一系列东西向的隆起与坳陷，直接控制岩相与厚度，同时局部地区产生北北东向断裂，对沉积也有影响，在它们共同作用下，使某些岩相带和等厚线呈向北西突出的弧形分布；晚期产生北东向与北西向一对共轭扭性断裂，其中北东向断裂往往继承早期断裂发育。各组断裂相互切割围限成许多断块，在断裂交叉处常形成岩体侵入，在断块运动和岩体作用下形成众多的穹窿构造。南北方向的挤压对华夏洋壳演化区的影响表现为发育一系列东西向压性断裂带，其中寻乌一定南一韶关一连县断裂沿线有超基性岩分布，断裂之北有鹰扬关等岛弧型火山岩发育，故可能属微型俯冲带性质，但由于它是过渡壳之间的俯冲，故规模不大，也未出现典型的高压低温变质带。

另一区域构造应力为北西—南东向挤压，在华夏洋壳演化区反映明显，形成一系列北东-南西的断裂带和变质带，其中研究较详细的是丽水—海丰断裂带，沿断裂带陆续发现有蛇绿岩套，但没有典型的高压低温变质带，只有中压变质带——松溪—南平变质带，变质相由低绿片岩相→高绿片岩相→低角闪岩相。低角闪岩相有中压标型矿物蓝晶石和十字石，低绿片岩相白云母b_0平均为9.14Å（近似巴罗型）。它和西北侧的崇安—宁化中低压岩带比较，地热梯度低，但承受更大的岩压。类似的断裂带尚有鹰潭—安远断裂，与之伴生的有南城—信丰中压变质带。

由上可知，华南区域构造格局是两个方向的构造应力联合作用、两个构造应力场相互叠

1）杨超群报告中提到27届国际地质大会上曾有些报导。

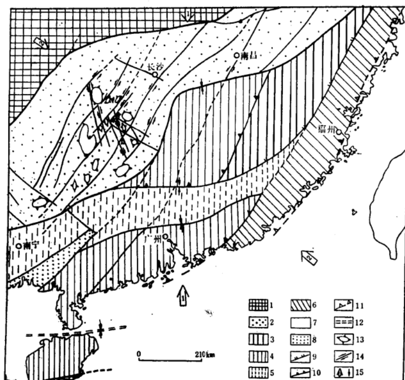


图6 华南加里东阶段构造应力分布和构造演化示意图

Fig.6 Sketch map of tectonic stress distribution and tectonic evolution of South China in Caledonian stage

1. 陆壳区 2. 陆壳改造区 3. 最早期岛弧褶皱带 4. 早期岛弧褶皱带 5. 弧间盆地 6. 弧前盆地 7. 推测洋壳区 8. 残留海槽 9. 最早期微型俯冲带 10. 早期微型俯冲带 11. 晚期推测俯冲带 12. 推测对接带 13. 穹窿 14. 断层及其相对运动方向 15. 区域(局部)应力方向

1. Continental crust area 2. Reformed continental crust area 3. Earliest island arc fold belt 4. Early island arc fold belt 5. Interarc basin 6. Forearc basin 7. Inferred oceanic crust area 8. Remnant trough 9. Earliest microsubduction zone 10. Early microsubduction zone 11. Inferred late subduction zone 12. Inferred convergent zone 13. Dome 14. Fault and its sense of relative motion 15. Sense of regional (local) stress

加的结果。其中西部以南北向挤压应力为主；东部则以北西-南东向的挤压应力占优势。江南陆壳改造区的演化主要受南北向挤压的控制；华夏洋壳演化区则是南北向挤压与由南东向北西挤压联合作用的结果，故这里的俯冲带实际上都呈向南东突出的弧形。这些弧形俯冲带或断裂带控制了洋壳演化区的发展，其演化过程是在广阔的洋壳中首先沿俯冲带或断裂带出现一些固结程度高的岛屿，相邻断裂带之间的地区固结相连而成岛弧褶皱带，几个岛弧褶皱带拼接起来则成更大的块体。

丽水—海丰断裂北段到南平向西拐形成最早期（震旦纪）弧形俯冲带，其西北武夷山地区则为最早期岛弧褶皱带，是一个固结最早的菱形块体；鹰潭—安远断裂与寻乌—定南—韶

关一连县断裂联合而成早期（寒武奥陶纪）弧形俯冲带，其西北为早期岛弧褶皱带。这两个岛弧褶皱带连成一体而成北部早期褶皱带。同样，丽水一海丰断裂南段为早期弧形俯冲带，其西北为云开早期岛弧褶皱带，也是菱形块体。上述南北岛弧褶皱带之间的中部晚期褶皱带此时为弧间盆地性质；东部晚期褶皱带则显弧前盆地特征。志留纪末，伴随长乐—厦门晚期推测俯冲带的俯冲，弧间与弧前盆地都褶皱固结，至此华夏洋壳演化基本完成，形成了一个更大的菱形块体。

从更大区域分析，南北向挤压应力的存在与秦岭海槽的扩张密切相关。从目前资料看，华北地台与扬子地台于晋宁期发生过碰撞而一度连为一体，古生代再次开裂而形成秦岭海槽，无论是碰撞和开裂都使本区遭受自北而南的挤压。同时本区南面的印度尼西亚南部的古印度洋板块在古生代时期向北挤压是本区南北挤压应力存在的另一原因。在南北两侧强烈挤压下，促使扬子大陆与南海大陆产生对接，琼州海峡为两大陆的对接区，但加里东阶段并未完成，海西运动才使它们最终对接。

从区域构造分析，北西-南东向的挤压应力显然与古太平洋板块向北西俯冲有关。由于俯冲产生北东向断裂带、岛弧带和变质带，从而使洋壳演化成过渡壳，最后转化成为陆壳。俯冲是洋壳转化为陆壳的主要形式。华南地区正是通过不同时代俯冲带由四川古陆向南东迁移而使陆壳不断向南东增生的。但是每一个阶段的具体过程不是一圈一圈有规律的增大，而是在一定范围内先形成一些菱形或其他形状的块体，通过块体的扩大和拼接而成一更大的块体。

华南加里东阶段古构造演化特征的综合概括请参见图7。

四、古构造与成矿关系

影响成矿因素很多，本文仅从古构造角度探讨构造与成矿关系。

（一）古构造直接控制加里东期某些沉积矿床

华南震旦纪与早古生代沉积矿产比较丰富：含铁、锰沉积有早震旦世江口式铁矿、新余式铁矿、湘潭式锰矿；磷矿主要赋存于震旦系、寒武系、志留系，以上震旦统及下寒武统最重要；含多元素黑色页岩沉积见于神山群、下坊群、陡山沱组、灯影组、老虎塘组、下寒武统，其中下寒武统含矿性最好，意义最大。从古构造角度研究沉积矿产，主要是分析矿床形成的构造环境，搞清它们在时间上与空间上分布规律，现举例说明。

1．根据区域构造环境对比，探讨震旦纪铁矿在时间上分布的规律

华南震旦纪铁矿形成于间冰期，与火山活动有一定联系，表现为含矿岩系底部有火山岩存在；含矿岩系本身为赤铁矿硅质岩及含铁砂质岩，沿走向可相变成含铁变质基性火山岩组、含铁火山角砾岩组、含铁凝灰质岩组。因此，根据区域冰期、间冰期和火山活动的对比，可以对震旦纪铁矿时间上分布规律有一清晰认识。在对比中，桂、粤、湘交界的鹰扬关地区震旦系的研究具有很大意义。根据陈显伟等划分[1]，震旦系底部的合山组，为杂砾质岩、变质砂岩、绢云板岩等亚冰期沉积，大于525米；往上鹰扬关组以细碧角斑岩为主，厚1800米；“富禄”组含铁层、绢云千枚岩、板岩夹泥质白云岩，厚328米；“南沱组”暗色厚层变杂砾质岩组成的冰碛层；“陡山沱组”绢云板岩夹砂质板岩、泥质白云岩，60米；下龙沟组石英绢云板

1）陈显伟、何崇泉，1983，桂粤湘边境鹰扬关震旦系剖面，广西区测，1期。

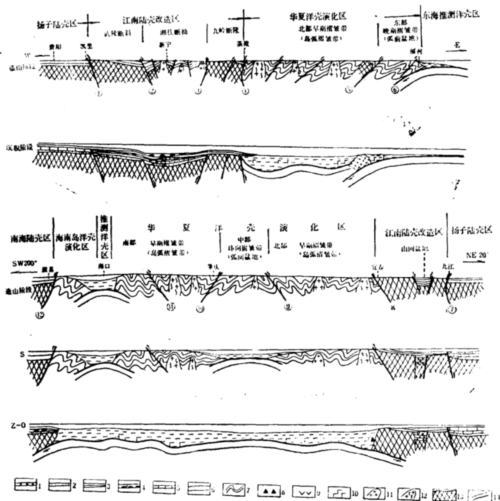


图7 华南加里东阶段构造演化示意图

Fig.7 Sketch Map of tectonic evolution of caledonian stage in South China

1.砾岩 2.砂质沉积 3.粘土质沉积 4.硅质沉积 5.钙质沉积 6.复理石及陆源碎屑沉积 7.变形后的地层 8.冰碛沉积 9.细碧岩,角斑岩 10.碱性火山岩 11.花岗岩,花岗闪长岩 12.混合花岗岩 13.前震旦系褶皱基底 14.洋壳 ①—⑫.断层编号,名称见正文

1. Conglomerate 2. Sandy sediment 3. Clayey sediment 4. Siliceous sediment 5. Calcareous sediment 6. Flysh and terrigenous clastic deposits 7. Post-deformation strata 8. Moraine deposit 9. Spilite-Keratophyre 10. Alkaline volcanic rocks 11. Granite-granodiorite 12. Migmatitic granite 13. Pre-Sinian fold basement 14. Oceanic crust · ①—⑫ Numbers of faults, name refer to items in the text

岩夹杏仁状英安岩，132米。其中合水组与“南沱组”为两个亚冰期，完全可以和江南陆壳改造区以至峡区对比。两亚冰期之间的间冰期发育鹰扬关组火山岩和“富禄组”。由鹰扬关往西火山岩不发育，仅在雪峰山一带的某些地区含有凝灰质并夹少量火山岩和火山碎屑岩；往东则无论是层位、岩石化学、形成构造环境特征均可与赣中神山组、福建的龙北溪组或吴墩组中的火山岩进行对比，而神山组与落可岽组、铺岭组、上墅组应为同时不同构造环境的产物。如果这种推论正确，则间接确定神山组、龙北溪组、吴墩组、落可岽组、铺岭组、上墅组时代均可能属震旦系。“富禄组”与江口组和湘锰组以及赣中的上施组可以对比。由于在武功山地区下坊组底部，见到冰川海洋沉积的含砾板岩，并由西向东，由北向南递减和消失，因而“南沱组”应该与上坊组对比。通过鹰扬关地区震旦系剖面的研究和对比，不仅解决了江南陆壳改造区和华夏洋壳演化区的震旦系的对比问题，而且发现铁矿可能不止一个层位：粤北鹰扬关组火山角砾和凝灰岩中夹铁矿为第一层铁矿（鹰扬关式）；“富禄组”底部及江口组中的铁矿为第二层（江口式）；下坊组中的铁矿为第三层（新余式）。

2. 从成矿构造环境、分析早寒武世含多元素黑色页岩建造空间分布规律

华南下寒武统含多元素黑色页岩建造是一重要矿层，其中有可采的石煤、石墨、钼镍矿、钒矿、铀矿等，同时赋存有镍、钼、钒、铜、铀、镉、钡、铍、稀土（钇为主）、银、铂、钯、金、硒、汞等四十余种元素，可综合利用。同时下寒武统又是一个重要的矿源层。因而加深其研究将具有一定的理论与实践意义。

这类矿床是什么样的构造环境下形成的呢？

首先，我们可以从现代成矿作用中得到启示[21]。在大洋中脊斜坡上的沉积物，除富含铁、锰及其伴生的镍、钴、铜、锌外，在洋壳一定的岩相带中，还可能堆积汞、钒、铀，可能还有金和银，其数量都超过背景值几十倍到几百倍。这些沉积物形成了黑色泥岩和硅质岩系。这是由于靠近中脊，温度适宜生物繁殖，同时热海水可以从玄武岩中淋滤出大量SiO_2、Ca、Fe、Mn、Cu等元素，使原来具氧化性和弱碱性的$Na-Mg-Cl-SO_4$海水转变成还原性和酸性的$Na-Ca-Cl$热卤水。这样由大洋中脊发生的内生热液作用和外生沉积作用形成了含金属的黑色炭质沉积岩系，某些元素含量极高，可形成某些工业-成因类型的矿床，例如汞、钼、铀、铼矿床，可能还有金矿床。

其次，从含多元素黑色页岩建造本身特征分析。该建造的岩石组合主要为石煤层，炭质页岩、硅质页岩、硅泥质板状页岩，它们占总厚度的80%，其次是硅质岩和磷质岩，另外尚有少量砂岩和碳酸盐岩。有用元素富集于石煤、炭质页岩、黑色硅质岩中，其存在形式复杂多样，范德廉等人认为[22]：镍、钼、铜、锌主要为硫化物及硫砷化物，金银为自然元素，钡为硫酸盐，硒、铊与黄铁矿有关，稀土元素主要富集于磷块岩及磷结核内。武汉地质学院钒矿科研组的研究表明，钒与炭含量成正比关系，虽然钒存在的形式很多，但有意义的是证实了钒卟啉的存在，说明下寒武统地层中有一部分有机质是与钒、镍络合成金属卟啉的形式，这种钒含量约占总含量的15%。上述岩石共生和元素组合特征，表明了生物在成矿中的意义。石煤本身就是由含大量藻类、细菌的腐泥转化而成的；有用元素富集也离不开生物作用，卢衍豪进一步总结了生物可能成矿的几种方式[23]：生物本身直接吸收某一种或几种元素作为生物体的细胞组成物质；生物死亡后分解为卟啉或氨基酸，它们与某种元素结合成络合物，如钒卟啉、镍卟啉、钼卟啉等；生物死亡后一部分物质分解成生物胶体，这些生物胶体能吸附海水中某些元素离子；生物死亡后分解的物质中，也包括硫化二氢（H_2S），硫化

二氢或其溶液硫氢酸与金属元素相遇会迅速结合成为金属硫化物。

上述岩石共生和元素组合特征也表明该区为地壳不断下降，水流不畅，气候温湿、低等菌藻植物和海绵动物大量繁殖，有机物质大量堆积和进一步转化成煤的还原环境。薛耀松等根据化学分析结果还发现，酸溶低铁〔$FeO_{(C)}$〕比硫化物低铁〔$FeO_{(S)}$〕的含量高，$FeO_{(C)}/FeO_{(S)}>1$，而FeO/Fe_2O_3一般在1左右。$FeO_{(C)}$主要以$FeCO_3$形式存在，它代表弱还原条件；$FeO_{(S)}$则以黄铁矿形式存在，是强还原条件的指相矿物。$FeO_{(C)}$普遍大于$FeO_{(S)}$，说明尚未达到黄铁矿相（即H_2S相）的H_2S污染的强还原环境。不断发现底栖动物化石也说明这一点[24]。

上述岩石共生和元素组合特征还表明成矿物质的复杂来源：它有典型的基性岩、超基性岩的微量元素组合，如镍、铁、铂、钯、锇、钒等；又有酸性岩的特征微量元素，如钡、稀土等。从而分析成矿物质可能部分来自深部，部分来自陆源剥蚀区。

参照大洋中脊黑色炭质沉积岩系形成环境和本含矿建造的具体特征，可以概括含多元素黑色页岩建造形成条件是：生物发育、还原环境，差异构造运动明显，特别是断裂强烈活动的地区。因此，晋宁运动以后的早寒武世，低等菌藻植物和海绵动物大量繁殖，有机质大量堆积和转化，具备了成矿的良好条件，其中陆壳改造区又是最有利的地段，因为这里构造改造较剧烈，地形凹凸不平，隆起拗陷相间，地壳结构复杂，加之断裂发育，为成矿物质创造了多种来源和提供了沉积的场所。特别是断拗、断槽及断斜、断隆上一些次级拗陷中条件更为优越。现将已知矿点投在构造分区图上(图8)，它们基本上分布在陆壳改造区，不在陆壳改造区者也多在其附近。在陆壳改造区中矿点最密集的是断拗、断槽及断斜中的次级拗陷。因此，这些地区是今后寻找这类矿床的远景地段。

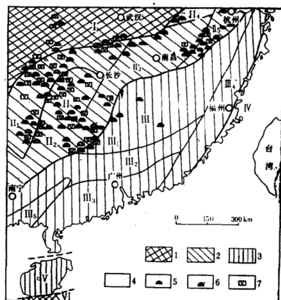


图8 华南加里东期构造分区与含多元素黑色页岩建造中有关矿床（据卢衍豪修改补充，1979）

Fig.8 Tectonic units of Caledonian Stage in South China and ore deposits concerned in multi-element-bearing black shale formation (Revised and complemented from Lu Yanhao, 1979)

1．陆壳稳定区 2．江南陆壳改造区 3．华夏洋壳演化区及海南岛洋壳演化区 4．东海-琼州海峡推测洋壳区 5．石煤 6．多金属 7．钒

1. Stable continental crust area 2. Jiangnan reformed continental crust area and Cathaysia evolved oceanic crust area 3. Hainan evolved oceanic crust area 4. East China sea-Qiongzhou strait inferred oceanic crust area 5. Stone coal 6. Polymetal 7. Vanadium

（二）古构造间接影响某些层控矿床的形成

目前关于层控矿床的概念很不统一，我们的理解是：具有一定层位控制，空间上有较稳定、较广泛的分布，兼有同生和后生两种成矿作用，显示为多来源、多阶段、多成因的矿床，而不应该包括单纯的沉积矿床和岩浆矿床。按照这种理解，华南层控矿床还是很丰富的：有众所公认的层控汞、锑矿、层控铅锌矿；也有层控矽卡岩铁、铜等矿床，它们大多与由钙镁质碳酸盐岩变质成的矽卡岩密切相关，这种矽卡岩既沿侵入岩接触带分布，又有顺地层分布的特征，因此安徽省称之为层控矽卡岩矿床；胡受奚从广泛的角度提出含矿花岗岩也受地层控制，特别是由改造地层而成的改造型花岗岩，有一个继承、演化、发展的过程，其含矿性由被改造的地层所决定。江西赣南地质大队进一步提出，赣南的含钨花岗岩（如西华山岩体等），是由震旦系地层重熔形成的，震旦系地层平均含钨44.7ppm，且有37.4%的脉钨矿产于震旦系中，说明震旦系地层控制着花岗岩的含矿性，故亦属层控矿床范畴。

华南加里东古构造在层控矿床成矿中的意义可以概括为四方面：

(1)加里东阶段的某些地层，为层控矿床提供丰富的物质来源，成为重要的矿源层，有些同时又是含矿层。层控矿床形成一般有两个阶段：早期沉积成岩过程中有用物质初步聚积，形成矿源层；晚期成岩后改造叠加使有用物质活化、转移，在一定层位中沉淀并富集成工业矿层，这些层位就是含矿层。矿源层与含矿层可以一致，也可以不是同一层位。湘黔地区的层控汞锑矿，主要赋存在寒武系、泥盆系地层中，如贵州产于寒武系的汞矿床(点)约占60%，其储量则占91%，因此寒武系既是矿源层又是含矿层。湘桂地区的层控铅锌矿，主要赋存在泥盆系地层中，但湘中铅同位素全部资料，用H-H法计算的模式年龄中仅有少部分相当围岩年龄（3—4亿年），更多的年龄值是大于围岩年龄（5—8亿年），表明铅部分来源于泥盆系，更多的应来自震旦—寒武系[25]。考虑下寒武统黑色页岩中金属含量高，其中Pb、Zn、Cu、V、As、Ba、Mo、Ni、Co等都大大高出地壳页岩中的平均含量，因而下寒武统黑色页岩虽然不是含矿层，但却是重要的矿源层。

(2)加里东期基底断块构造，直接控制盖层沉积岩相古地理，从而影响了盖层中含矿物质的空间分布。矿床受层位控制，实质上是受岩相古地理的控制，即这些矿床是在相同的沉积环境下形成的。湘桂层控铅锌矿分布甚广，层位也很多，但主要为中泥盆统，含矿岩系多与局限海台地相及台地边缘相，特别是其中的生物礁相关系密切。而这些相带的分布明显受加里东基底断块构造格局的控制。这个问题因本专辑其他文章中有专门论述，本处从略。

(3)加里东期基底断裂构造的再活动，使断裂及其伴生和派生构造成为层控矿床的导矿和容矿构造。在层控矿床后期改造叠加成矿过程中，加里东基底断裂起有重要作用，仍以湘中的层控铅锌矿为例：加里东基底断裂作为通道使深部下寒武统等岩层中的铅锌得以上升进入含矿层，如与禾青铅锌矿关系密切的禾青断裂，南延切入震旦—寒武系中，在距禾青约6—7里的粘禾田附近，中寒武统白云岩中出现层控特征的铅锌矿化，它们的矿物组合和微量元素特征与禾青矿区完全相同，同时这些断裂破碎带中构造角砾岩的光谱分析结果表明Pb、Zn、Co、Ni、Mn、As等层控矿床指示元素含量较高，这些均证明断裂为导矿构造[25]；断裂控制的晚期（印支—燕山期）岩浆热液活动，亦可带来一些铅锌叠加在含矿层之上，使之能富集成矿。断裂及其伴生与派生构造所组成的“Y”字形相交断裂，以及有利的岩性组合（含矿层与遮挡层），在断裂的配合下所产生的“封闭构造”，是晚期含矿热液活动和沉淀的良好场所，正由于断裂的这些积极作用，故湘中地区已知的层控铅锌矿床(点)，主要集中

在龙胜—冷水江断裂、新宁—湘阴断裂、长寿街—双牌等几条加里东产生的基底大断裂带上，特别是集中于这些断裂带与定向排列的加里东期已具雏形的短轴背斜或穹窿构造交汇部位，即断裂通过背斜倾伏端或翼部的部位富集成矿，如禾青、洪水坪、白云铺等矿区均位于龙胜—冷水江断裂与大乘山穹窿的南、北倾伏端及西翼的交汇处。

(4)加里东期的不同构造环境，控制了不同矿种类型，为圈定华南层控矿床的远景方向提供了地质依据。加里东陆壳区，即湘西黔东地区，构造稳定，岩浆微弱，矿床主要受层位和岩性控制，矿床类型为层控汞、锑矿。加里东陆壳改造区，具有陆壳基底、刚性较强，故以断裂构造发育为特征，在断裂诱导下还有少量岩浆活动，所以矿床受断裂的控制明显，层控矿床类型除汞、锑矿外，尚有大量的层控铅、锌、黄铁矿矿床。其中东部下扬子地区，断裂差异运动更加强烈，形成断隆、断槽以及次级隆起和拗陷相间排列的狭长活动地带，自古生代至中生代其活动范围越来越窄，莫氏面则愈益隆起。由于断裂切割剧烈，直达地幔，因此成矿元素以亲铜性为主，幔源与下地壳混融为主的岩浆侵入与喷发，造成了一系列中基性—中酸性侵入岩与火山岩盆地，形成层控矽卡岩型铁、铜、硫矿床为特色的矿床组合。洋壳演化区地壳强烈下陷，发育了巨厚的碎屑复理石为主的沉积，经褶皱变质成为褶皱带，伴有大量岩浆活动，有关的岩浆岩多为重熔改造型的花岗岩，最后导至地壳增厚，这样断裂切割的深度大都未达地幔，因此成矿元素以亲石性为主（钨），其层控矿床类型以与重熔改造型花岗岩有关的钨锡矿床为标志，矿源层层位为震旦—寒武系。近年来，江西由于改变了过去只注意找脉状钨矿的偏向，集中力量研究找寻层控钨矿床，取得了一定进展，已确定有30多处钨矿床（点）属层控矿床，如江西永平过去只是铜矿，后注意找层控钨矿，结果没有增加工作量、利用原样品重新分析，就圈出一个与铜硫共生的大中型白钨矿床。

参考文献

〔1〕 中国科学院南京地质古生物研究所，1982，中国各纪地层对比表及说明书，科学出版社。
〔2〕 黄汲清指导，任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社。
〔3〕 秦葆瑚，1984，湘南区域重磁异常的地质解释及其在成矿予测中的应用，湖南地质，3卷2期。
〔4〕 黄树峰，1984，政和一大埔断裂北段活动历史及控岩作用初探，福建地质，3卷2期。
〔5〕 赵明德、张培垚，1983，浙江板块构造初探，地质学报，4期。
〔6〕 郭令智、施央申、马瑞士，1980，华南大地构造和地壳演化，国际交流地质学术论文集，地质出版社。
〔7〕 任纪舜、陈廷愚、刘志刚，1984，中国东部构造单元划分的几个问题，地质论评，30卷4期。
〔8〕 杨志坚，1981，江南一条地层、岩相、古生物等突变带的性质问题，地质论评，27卷2期。
〔9〕 王鸿祯，1982，中国地壳构造发展的主要阶段，地球科学，武汉地质学院学报，3期。
〔10〕李志才，1984，广西区域地质调查工作的主要地质成果及进展，中国区域地质，9期。
〔11〕武汉地质学院湖南科研队，1981，湘中地区深成构造与浅成构造关系的探讨，地球科学，武汉地质学院学报，1981年2期。
〔12〕杨巍然、郭颖、张旺生，1981，湘中地区四明山穹窿构造特征及其形成机制，地球科学，武汉地质学院学报，1981年1期。
〔13〕任纪舜，1964，中国东南部泥盆纪前几个大地构造问题的初步探讨，地质学报，44卷7期。
〔14〕南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系，科学出版社
〔15〕莫柱孙、叶伯丹等，1980，南岭花岗岩地质学，地质出版社。
〔16〕贵阳地球化学研究所，1979，华南花岗岩类的地球化学，科学出版社。
〔17〕钟坚等，1984，广西区域地质概述，广西地质，创刊号。
〔18〕李兼海等，1983，论福建西部早古生代的沉积建造及岩相地理环境，福建地质，2卷4期。

〔19〕王鸿祯主编，1985，中国古地理图集，地图出版社。
〔20〕杨巍然等，1984，中国构造演化中的"开"与"合"，地球科学，武汉地质学院学报，3期。
〔21〕A. H. G. MITCHELL、M. S. GARSON, 1981, Miaeral Deposits and Global Tectonic settings.
〔22〕范德廉等，1973，某地下寒武统含镍铜多元素黑色页岩的岩石学及地球化学特征，地球化学，3期。
〔23〕卢衍豪，1979，中国寒武纪沉积矿产与生物-环境控制论，地质出版社。
〔24〕薛耀松等，1979，浙西、赣东北寒武系下统荷塘组岩石特征及沉积环境分析，地层学杂志，3卷4期。
〔25〕湖南省地质研究所湘中组，1982，湘中泥盆系层控铅、锌、黄铁矿床控矿因素及成因探讨，湖南地质，1卷1期。
〔26〕W. S. Pitcher, 1983, Mountain Building Processes, Chapter 3 Granite Type and Tectonic Environment.

THE PALAEO-TECTONIC FEATURES OF CALEDONIAN STAGE IN SOUTH CHINA

Yang Weiran Hu Dexiang Zhang Wangsheng

Abstract

The basement of south China was finally formed at Caledonian stage. The sedimentary environment, tectonic evolution, magmatism and mineralization of the cover were more or less effected by the tectonics of Caledonian basement. Therefore, the study of Caledonian palaeotectonics in S. China is theoretically and practically important.

During the evolution of Caledonian tectonics in S. China. Fractures played an important role. Two kinds of fracture zones in two different stages have been recognized, namely:the early synsedimentary fracture zones and the late syntectonic fracture zones. In this paper, some six of the most important EW-trending fracture zones and the other six NE-trending fracture zones are listed. The conjunction and compounding of these zones confined the crust into small tectonic blocks in different size and shape. It is comparatively homogeneous within each block but significant discrepancies are shown between various blocks. These blocks as a whole moved vertically or horizontally during the developing stage of the sedimentary cover,i.e. fault block movement. Consequently, the major NE-trending and nearly east-west trending fracture systems together with the blocks confined by them comprised the principal structural framework in S. China. And this is the main argnment in dividing the six tectonic units of the first order: Yangtze stable continental crust area, Jiangnan (south of Yangtze River) reformed continental crust area, Cathaysia evolved oceanic crust area, Hainan evolved oceanic crust area, East China sea-Qiongzhou strait inferred oceanic crust area and the South China sea stable continental crust area. In present paper the features

of Jiangnan reformed continental crust area and Cathaysia evolved oceanic crust area are given in some detail.

The Jiangnan reformed continental crust area are made up of fault-upwarp, fault-downwarp, fault tilted block and fault trough formed by fracture dismembering of Jinning basement. They are characterized by a sedimentary feature of continental slope and marginal sea; tectonic deformation resulted in fault-block structures; metamorphism not very strong; volcanism weak, only in Sinian period locally occurred alkaline volcanism with various kind of indices indicating a rather stable tectonic setting; the granite intrusions are that of crust-derived reformed granites of faultanatexis origin. All of these indicate the transitional nature of that area, which can be ascribed to the inner zone of continental margin.

In Cathaysia evolved oceanic crust area occur the spilite-keratophyre suite and flysch deposits; characterized by polyphase and complex deformation; intense regional metamorphism; widespread migmatization and granitization; the volcanism of island arc and active continental margin character; granites of typical crust-derived reformed type. All of these indicate that this area is a tectonically mobile zone which comprises the outer zone of the continental margin.

The regional tectonic framework of S. China is the result of tectonic stress combination of north-south ward compression and NW-SE ward compression and is the result of mutual superposition of these two stress fields. Jiangnan reformed continental crust area is mainly controlled by north-south ward compression; while Cathaysia evolved oceanic crust area is under the control of the combined north-south and NW-SE compression. From a broader field of view, the north-south compressional stress is genetically related to the expansion of Qingling trough to the north, and the northward compression of Palaeo-Indian plate from the south; and the NW-SE-ward compressional stress is obviously related to the NW-subduction of Palaeo-Pacific plate.

There is a close relation between mineralization and Caledonian palaeotectonics in south China; under which some of the Caledonian sedimentary ore deposits are directly controlled. Based on the regional tectonic setting analyses and correlation the spacial and temporal distribution of Sinian iron deposits and early Cambrian polymetallic black shale formation are discussed. It indirectly effected the origination of some strata-bound ore deposits. In present paper the significance of Caledonian palaeotectonics in the formation of strata-bound ore deposits has been reviewed from four various spects.

华南地区海西—印支阶段构造古地理格局

刘 本 培

扬子地台东南缘的华南地区，在早古生代经历了复杂的局部俯冲和多次构造变动，导致了加里东构造阶段末期成熟陆壳范围的显著扩大和古构造格局的重要转变。

在泥盆纪至二叠纪的海西—印支构造阶段中，华南地区出现了新的构造古地理格局。但晋宁、加里东褶皱基底中的一些重要深断裂带仍显示对上覆盖层的沉积特征有一定控制作用，呈现出构造格局面貌上新生和继承作用交错叠加的现象（图1）。

从空间分布上看，海西—印支阶段中，华南地区大部属成熟陆壳区，大陆边缘的过渡壳类型（活动陆棚、边缘海、岛弧带）仅见于沿海狭窄地带和桂西地区。从时间发展看，华南地区的构造古地理轮廓在早海西阶段（泥盆纪至早石炭世）和晚海西阶段至早印支阶段（中石炭世至中三叠世）也有重大差别，晚印支阶段(晚三叠世)则已与燕山构造阶段更为相近。

下面按阶段分区予以说明。

一、早海西阶段

从华南古构造发展史来看，本阶段大致包括整个泥盆纪和早石炭世，当时的古构造分异和沉积类型变化都比较明显。

1、陆壳区

华南地区大致可以东经115°为界，东西两侧古地理明显不同。西侧是主要海侵区，海侵范围自西南向东北逐渐扩大。早泥盆世海侵大致以钦防残留海槽为中心，向四周伸展，但限于四会—吴川断裂以西，向北也未越过东西向的定南—韶关—连县断裂。中、晚泥盆世海侵增广，最东北已越过茶陵—郴县断裂和绍兴—宜春断裂达到南昌以南地区。早石炭世早期海水继续沿萍（乡）乐(平)坳陷侵入到乐平一带。当时海盆的东界也越过一系列北东向基底断裂，达到东经115°附近的吉安、赣州至紫金一线，呈近南北方向延伸，可能与隐伏的加里东基底构造方向有关[1]。

整个湘桂粤陆表海盆中广泛发育了浅海碳酸盐沉积，海盆东侧边缘则出现较宽的滨岸碎屑岩相带。近年来在浅海碳酸盐台地之间发现的较深水沉积类型曾引起广泛注意，这种狭长带状延伸的钙泥质、泥质和硅质沉积物中以浮游生物化石为主，与相邻富含底栖生物的浅海碳酸盐沉积可以截然相接。这套沉积物在广西境内自早泥盆世晚期已经出现，但在中泥盆世末至晚泥盆世早期最大海侵期中分布最广。对于这种曾称为“南丹型”沉积类型的形成机制目前还有不同认识，但一般认为形成于较深或较闭塞的滞流海环境。湘桂地区广泛出现的这种特殊沉积类型可以在岩相类型上作进一步的细分，各自形成的海水深度可能并不相同[2]。

1）562综合队，1983，福建地区晚古生代构造体系发生发展及其对主要煤系控制作用。
2）沈德麒等，1984，湘桂粤赣地区中泥盆世棋梓桥期沉积相古地理及含矿性研究。

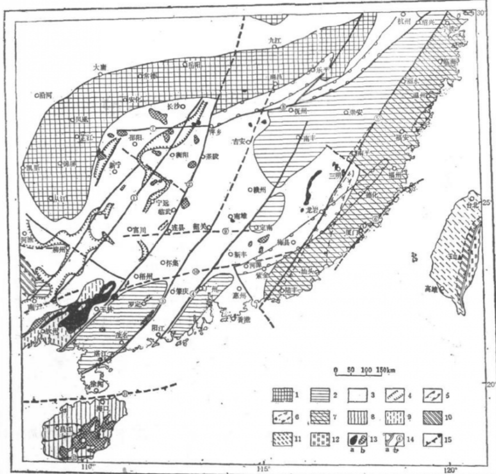


图1　华南地区海西—印支阶段古构造图

Fig.1 Palaeotectonic map of south China in the Hercynian—Indosinian stage

Ⅰ. 陆壳：1. 前寒武基底隆起区　2. 加里东基底隆起区　3. 坳陷区　4. 泥盆纪微型裂陷带　5 石炭纪微型裂陷带　6. 二叠、三叠纪微型裂陷带

Ⅰ. continental crust; 1. Precambrian basement uplift　2. Caledonian basement uplift 3. depressed area　4. Devonian microaulacogen　5. Carboniferous microaulacogen　6. Permo—Triassic microaulacogen

Ⅱ. 过渡壳：7. 海西—印支阶段中受强烈影响的加里东带　8. 早海西褶皱带　9. 晚海西褶皱带　10. 海西—早印支期褶皱带　11. 晚印支期边缘海

Ⅱ. transitional crust; 7. Caledonides, strongly influenced in Hercynian—Indosinian stage　8. Earlg Hercynian fold zone　9. Late Hercynian fold zone　10. Hercynian—Earlg Indosinian fold zone　11. Late Indosinian marginal sea

Ⅲ. 洋壳：12. 洋壳海域　13. 花岗岩类：a. 海西期　b. 印支期　14. a. 海沟俯冲带　b. 基底及同沉积断裂　15. 对接消减带

Ⅲ. oceanic crust; 12. ocean 13. granitoid; a. Hercynian　b. Indosinian　14. a. trench subduction zone　b. basement & synsedimentary faults　15. convergent crustal consumption zone

主要断层编号：(1) 长寿街—双牌　(2) 茶陵—郴县　(3) 四会—吴川　(4) 广州—阳江　(5) 丽水—海丰　(6) 长乐—厦门　(7) 株洲—涟源　(8) 绍兴—宜春　(9) 定南—韶关—连县　(10) 河源—梧州　(11) 琼州海峡　(12) 九所—陵水

Number of main faults, (1) Changshoujie—Shuangpai　(2) Chaling—Chunxian　(3) Sihui—Wuchuan　(4) Guangzhou—Yangjiang　(5) Lishui—Haifeng　(6) Changle—Xiamen　(7) Zhuzhou—Lianyuan　(8) Shaoxing—Yichun　(9) Dingnan—Shaoguan—Lianxian　(10) Heyuan—Wuzhou　(11) Qiongzhou straits　(12) Jiusuo—Lingshui

但近年的研究陆续发现它们的空间分布往往与基底断裂有密切关系[1]，在湘南宁远地区其中出现碳酸盐复理石[2]，桂阳莲塘则见到完整的碳酸盐重力流组合（王良忱，见本论文集），均指示形成于较深的水域。它与相邻的潮间—浅海碳酸盐台地间存在陡峭的边坡，实际上是由同沉积断裂控制的带状海底峡谷（两侧均有断裂）或箕状盆地（一侧有断裂）。从力学性质上分析，它们显然属于张裂作用的产物，但一般规模很小，从开裂到填平的时间一般不超过两个世，出现的特殊沉积组合类型较单调，可视作成熟陆壳基础上出现的微型裂陷带（microaulacogen）。

东经115°以东的赣东、粤东和浙、闽大部地区，早海西阶段中呈整体隆起状态。闽西南及粤东一带主要沿北东向基底断裂，发育了大型内陆至近海盆地，称闽西南盆地或永（安）梅（县）坳陷。盆地东北端为北西向基底断裂所围限，西南端逐渐转为近东西方向并与西部海域沟通。应当指出，盆地西南端的缺口正好与定南—韶关—连县和河源—梧州两条东西方向的断裂有关，反映了加里东基底构造对盖层构造古地理格局的影响。

闽西南盆地从晚泥盆世开始接受陆相粗碎屑堆积，南靖群底部砾岩以富含白色石英砾石为特征，不整合覆于变质下古生界或前古生界之上，南靖群最大厚度位于盆地西北侧清流莲花山，可达2480米，盆地东南侧龙岩桃子坑一带为另一沉积中心，厚1692米[3]，指示岩屑来自盆地周围由加里东褶皱带形成的古陆剥蚀区。根据对盆地东侧龙岩、潘田、洛阳、剑斗一带早石炭世林地组中斜层理和砾石排列方向的测量，也证明盆地东南侧存在供应陆源岩屑的古陆[4]。由于林地组砂岩中的碎屑矿物几乎全部由石英组成，具有很高的成熟度，也启示了周围古陆剥蚀区应属成熟陆壳的性质。

2．大陆边缘区

加里东运动导致华南大陆基本形成之后，与东侧古太平洋洋壳海域间处于何种构造机制模式？是目前国内外许多学者努力探讨的课题。因此，东南沿海地带在早海西阶段的构造古地理格局和大地构造性质特别令人瞩目。

福建东北部福鼎南溪地区自从报道发现中石炭世复理石沉积类型[5]以来，便成为了解东南沿海中生代火山岩覆盖区基底大地构造性质的重要窗口。但对于南溪地区的地层时代、沉积类型和构造特征目前仍存在明显的分歧意见，影响到对东南沿海地区海西—印支阶段的构造古地理特征得出不同的认识[3]、[6]、[7]、[8]、[9]。

作者和傅琨教授于1984年12月在林学清、林德威同志伴同下曾赴福鼎南溪作短期野外观察，并在宁德福建省第四钻探队看了南溪地区两个钻孔的岩芯标本。在1985年5月的验收会上，又与吴岐、王国平同志作了有益的讨论。下面先介绍对南溪地区地层、构造特征的一些基本认识，作为进一步探讨的依据。

南溪地区经过企鞍山、杉柴山的近东西方向石炭系剖面（图2），施央申等[5]、林学清等[10]已作过报导，林德威等[1)]则有不同的解释。剖面东西两端均见到与晚侏罗世南园组火山岩呈断层接触。剖面下部出露一套千枚岩化的深灰、灰黑色粉砂岩和千枚状泥岩，可见厚度近960米，夹两层薄层状结晶灰岩透镜体和礁块岩小透镜体，企鞍山顶还夹有一层8米厚的砾岩。根据两层灰岩中均产丰富的海百合茎 *Cyclocyclicus* sp. 碎片，但未发现中石炭世䗴化石，以往归入下石炭统或上泥盆统至下石炭统。由于这套地层中经过复查未发现古孢子组合，其确切时代尚待进一步查明。从地表露头中未见有典型的浊积岩标志，常见含炭质较高

1）林德威等，1981，福建省福鼎南溪上古生代地层沉积特征和岩相古地理的初步探讨。

（局部可染手）的千枚岩和千枚状细粉砂岩，往上出现海百合茎生物碎屑灰岩甚至含有石英或变质岩扁平状砾石的砾岩，证明总体上仍属浅海至近岸环境。

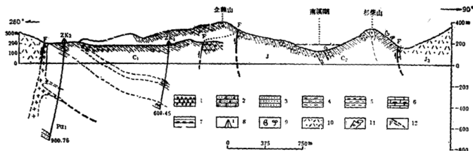


图2 闽东北福鼎南溪地区剖面示意图（据林德威、林学清等资料改绘）

Fig.2 Schematic section across the Nanxi area, Fuding county, northeast Fujian province (Modified after Lin Dewei, Lin Xueqing et al)

1. 砾岩 2. 含砾砂岩 3. 砂岩 4. 粉砂岩 5. 泥岩 6. 灰岩及硅质灰岩 7. 硅质岩 8. 钻孔号 9. 动植物化石产地 10. 火山岩 11. 花岗斑岩 12. 断层及推测断层

1. conglomerate 2. pebbly sandstone 3. sandstone 4. siltstone 5. mudstone 6. limestone & siliceous limestone 7. siliceous rock 8. number of drill holes 9. locality of faunas & flora 10. volcanic rock 11. granite porphyry 12. faults & assumed faults

这套地层中曾打过ZK1和ZK2两个钻孔，1号孔孔深达600米，除未见灰岩夹层外，钻孔岩芯和地表地层大致可以对比。2号钻孔孔深达900米，在孔深400—545米范围内岩芯中多次出现花岗斑岩等侵入岩体。在500米以上的岩芯仍以灰黑色炭质千枚岩（可轻微污手）和粉砂岩为主，但以下的炭质千枚岩绿泥石化较强，夹有视厚达12米的硅质岩，并在893—900米孔深处见到具有典型布马序律的砂岩、粉砂岩，代表深水浊积岩类型。鉴于2号孔上下两部分沉积类型性质有明显区别，南溪地区的晚中生代花岗斑岩（全岩钾氩法年龄80.4Ma）[10]一般均沿断裂带追踪侵入，暂推测地下存在一个隐伏断裂带。断裂带以下的浊积岩和硅质层目前尚无化石资料，与区域地层岩性比较，很可能与下古生界奥陶系相当。

南溪剖面中部存在一套厚达715米的山麓急流堆积厚层状巨砾岩、含砾砂岩和粗砂岩，与下部地层呈高角度断层接触。至今在这套砾岩的胶结物中未发现化石，究竟是中石炭统底砾岩还是侏罗系砾岩，还有不同认识。但在这套砾岩内林德威曾报导有硅质灰岩砾石，吴歧面告个别砾石中曾发现珊瑚、海百合茎化石，这些岩性和化石在石炭系下部地层中都不存在。据此，应属石炭纪以后的堆积，很可能是印支运动后早、中侏罗世的堆积。应当提到，这套砾岩林德威等详细填图时发现与中石炭统大致平行接触，未见明显缺层或高角度断层的标志，是否存在平行走向的剪切断裂，尚待进一步验证。

南溪剖面上部在杉柴山东坡发现含*Neostaffella sphaeroidea* var. *Cufoideo*, *N. paradoxa*, *Beedeina* sp., *Fusulinella* sp., 等中石炭世䗴类化石和*Neuropteris gigantea*等植物化石[11]，代表滨浅海环境，已经得到公认。但对于杉柴山东西坡之间是否存在倒转构造还有不同认识，南溪湖畔硅质灰岩层位中产*Neostaffella* sp. 的报导也需进一步复查。

根据对南溪剖面的以上认识，可以得出如下初步推论：

(1)2号钻孔所揭示的地下地层、构造分布情况，显示该区存在由缓角度断裂分割的不同构造层。林增品[6]、任纪舜等[7]认为东南沿海火山岩覆盖区存在加里东基底的看法可能是正确的。

(2)地表出露的下石炭统（未见底）厚度已超过960米，以浅海沉积为主，和闽西南盆地的林地组沉积类型迥异。上述情况无法用闽西南地区自西南往东北陆相成分增加和厚度递减的模式进行解释，很可能早石炭世时本区代表闽浙古陆东侧的另一坳陷带，海侵直接来自东侧古太平洋海域。

(3)鉴于福鼎南溪地区下石炭统的较大厚度和特殊岩相类型，可以代表华南大陆边缘的活动陆棚型冒地槽带，体现了开放型被动大陆边缘的特征（图3）。

华南大陆边缘另一个有争议的地区是海南岛。众所周知，海南岛南端崖县已发现下古生界地台型碳酸盐沉积类型，证明南海地区当时存在另一个古老的南海地块。近年在西沙群岛永兴岛钻孔岩芯变质岩中获得1465Ma年龄值，进一步证实了以往的推论。由于崖县地区寒武纪的地层序列、沉积类型、含矿性和三叶虫特征都与澳大利亚酷似，可以推论南海地块当时与冈瓦纳大陆关系极为密切。南海地块当时可能和相邻的印支地块相伴，从早古生代晚期起逐渐向北漂移逼近华南大陆。

海南岛九所—陵水深断裂以北的地区可以视作南海地块的北部陆缘带。该区近年已发现*Coronocephalus rex*等志留纪三叶虫，但至今尚未有可靠的泥盆纪地层和化石资料。因此，除了有人提出奥陶纪晚期可能发生过轻微褶皱运动外1)，目前尚缺乏能证实该区属于加里东褶皱带的报导。

海南岛地区现知分布较广的角度不整合面出现在三棱山组或青天峡组之下。前者是一套砾岩、砂岩、炭质泥岩和千枚岩，产*Neuropteris* sp.，*Sphenopteris* cf. *obtusiloba*，*Mariopteris* sp.，? *Pecopteris* sp. 和? *Rhodeopteridium* sp.，大致属于早石炭世晚期至中石炭世早期[12]。不整合伏于三棱山组之下的原“石碌群”第五层绢云母片岩中则发现有微古植物*Leiotriletes* sp.，*Zonotriletes* sp.，*Laevigates porifes*，*Cordaitina* sp. 和*Cycadopites* sp.，也可能属早至中石炭世[13]。据此，可以确定早海西期褶皱运动在海南岛地区的存在。青天峡组的层位大致与三棱山组接近2)，该组底部的不整合面也可能代表早海西期运动。从相邻印支地块北侧陆缘区（长山带、香山带）的地史特征来看，主要的地槽回返褶皱期也发生于早石炭世晚期[14]，与海南岛有相似之处。

综上所述，早海西阶段华南大陆东侧和南侧虽同属活动性较强的大陆边缘区，但两者的构造古地理背景并不雷同。闽浙沿海带代表开放的被动大陆边缘类型，早海西期并未发生重要褶皱运动。海南岛和越南北部代表向北漂移的印支、南海地块的北部陆缘带，在逐渐逼近华南大陆过程中受到其间残留洋壳的向南俯冲而形成早海西褶皱带[15]。当然，印支、南海地块和华南大陆的最后碰撞和进一步挤压可能延续到印支阶段才最后完成。所以，暂推测沿琼州海峡存在一个近东西向的海西—印支期地壳对接消减带。

二、晚海西至早印支阶段

早海西运动后，华南大陆迅速进入整体相对均匀沉降阶段，至早二叠世栖霞期达到高

1) 夏邦栋等，1978，海南岛中晚奥陶世磨拉石建造的确定及其地质意义，第二届构造会议论文摘要，下册。
2) 南　颐，1983，广东省地层研究现状与存在的主要问题。

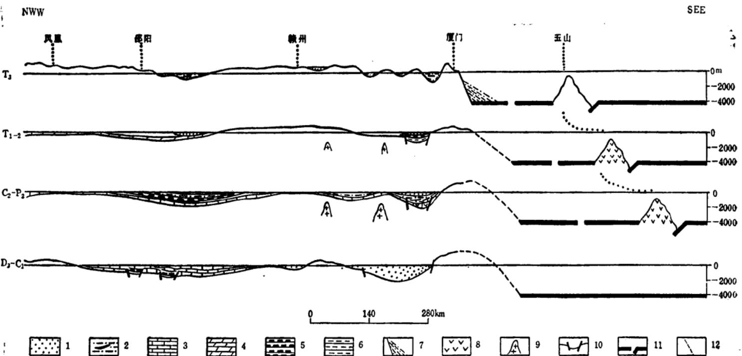


图3 华南地区海西—印支阶段沉积示意剖面图

Fig.3 Sketch profiles showing the Hercynian—Indosinian stage sedimentation of south China

1. 陆相碎屑岩 2. 海陆交互含煤碎屑岩 3. 碳酸盐岩 4. 泥灰岩及泥质灰岩 5. 硅质岩 6. 泥岩 7. 浊积岩 8. 岛弧火山岩 9. 花岗岩类 10. 同沉积断裂 11. 洋壳 12. 推测边界断裂

1. terrestrial clastic rocks 2. paralic coal—bearing clastic rocks 3. carbonate rooks 4. marls & muddy limestone 5. silicolites 6. mudstones 7. turbidites 8. island arc volcanic rocks 9. granitoids 10. synsedimentary faults 11. oceanic crust 12. assumed boundary faults

潮。茅口期起构造古地理格局再次发生分异，至早印支期末全区发生重要的构造变动。

1. 陆壳区

东经115°以西的湘桂粤地区，晚海西期起沿基底断裂的裂陷作用相对趋向减弱，总体上呈现大型坳陷海盆状态。栖霞期以前的碳酸盐沉积是上阶段陆表海盆地的连续发展，茅口期和长兴期普遍出现硅质、硅泥质较深水类型，产浮游菊石和放射虫化石。尤以茶陵—郴县断裂以西的湘中、南地区这种较深水类型分布面积最广，持续时间最长。在粤北地区出现东西向的隆起古陆和茅口期碳酸盐岩相带，显然与定南—韶关—连县断裂以及河源—梧州断裂相符。湘中北部茅口期灰岩和当冲组硅质岩的截然相变则与株洲—涟源东西向基底断裂密切有关。

早、中三叠世的沉积类型由于以后印支运动的剥蚀而保存不全。但湘南耒阳地区下统下部含 *Ophiceras*、*Lytophiceras* 和 *Claraia* aff. *wangi* 的层位厚度达到540余米，反映了较大的沉降幅度，显示了早印支运动前构造活动性增大的趋势。

东经105°以东的皖、浙、赣、闽和粤东地区，中石炭世黄龙期前普遍存在一个沉积间断面，说明早海西运动在本区发生过显著的上升运动。黄龙期起碳酸盐沉积明显向东超覆，说明本区进入显著沉降阶段。早、中石炭世间的显著古地理环境变化，反映黄龙期是地壳沉降作用速度最大的时期。与此背景相适应，当时华南大陆上的微型裂陷带主要在本区沿一系列北东东向基底断裂发生（图1）。以黄龙期为代表的石炭纪微型裂陷带一般未出现深水沉积类型，但沿基底断裂带发生的海底火山喷发和火山热液（热泉）活动有所增强，往往与铁、硫化多金属等层控矿床的形成有密切关系[16]。例如皖南铜陵铜官山和马山金硫矿区、赣北瑞昌武山铜硫矿区、赣东东乡枫林铜钨矿区等地均能见到，在指导进一步找矿方向上有一定意义。

2. 大陆边缘区

上述以黄龙期为代表的石炭纪微型裂陷作用有愈向东愈强烈的趋势。于闽西南盆地东侧的德化、大田、安溪至粤东梅县一带，在中石炭统已出现浅海成因的浊流沉积[17]，中酸性凝灰岩和中基性火山岩[3]，多层中基性海底火山喷发和火山热液—沉积铁矿床（马坑式铁矿），铁矿石及与其互层的玄武岩铷锶等时线年龄分别为346±68Ma和364±46Ma[18]。

茅口期起岩相分异的加强反映在东侧闽浙古陆的上升更趋活跃。闽西南盆地中茅口期含煤沉积往东陆相成分增加，粒度变粗，由下往上聚煤带逐渐往西转移（图3），并在大田、龙岩等地广泛发现煤系中存在同沉积的缓倾角滑动断裂（图4）[19]等现象。早三叠世在闽西

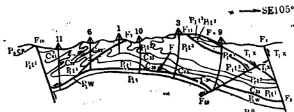


图4 大田上京矿区108线同沉积缓倾角断裂（F_3）剖面示意图（据陈大方，1984）

Fig.4 Schematic section showing the syngenetic low angle fault (F_3) of Shangjing mining area, Datian county, Fujian province (After Chen Dafang, 1984)

P_1q—下二叠统栖霞组　P_1w—下二叠统文笔山组　P_1t—下二叠统童子岩组　P_2cp—上二叠统翠屏山组
T_1x—下三叠统溪口组　C_{33}—煤层号　F_3—断层号　$\wedge^{10}$—钻孔及编号

P_1q—Qixia fm. P_1w—Wenbishan fm. P_1t—Tongziyan fm. P_2ch—Cuipingshan fm. T_1x—Xikou fm. C_{33}—number of coal beds　F_3—number of faults　$\wedge^{10}$—drill holes and number of drill holes

南大田、安溪、华安、南靖一带出现一个北北东向的硅泥质、硅质沉积相带，厚度达到500—1,000米，代表早印支期的另一类微型裂陷带。

闽东北福鼎南溪地区的海相中石炭统厚度近500米，其中硅质灰岩部分自南溪往北至银砌由20—30米增厚至近100米，仍然代表闽浙古陆东侧由断陷作用形成的活动陆棚海环境。

综上所述，福建沿海地区包括闽浙古陆及其东西两侧地区在本阶段中仍有较大的构造活动性。微型裂陷带的持续发育仅在位置和方向上略有变化，相对显著的岩浆活动和自成特色的成矿作用，继续反映了大陆边缘区的特殊性质。

中三叠世末的早印支运动对于华南地区有重要的影响，在许多地区都见到上三叠统与下伏地层间的角度不整合现象（图5）[20]。但从变质作用和岩浆活动强度来看，福建地区则更为显著。福建晚古生代至中三叠世地层普遍存在轻变质现象，局部受构造、岩浆活动影响而加深[20]。显示早印支运动在大陆边缘地区强度增大。

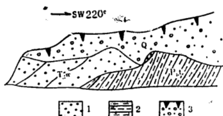


图5　安溪潘田香蕉园文宾山组（T_{3w}）与童子岩组（P_{1t}）不整合（据王国平，1983）

Fig.5 Uncomformable contact between the Wenbinshan fm.(T_{3w}) and Tongziyan fm.(P_{1t})of Pantian area, Anxi county, Fujian province (After Wang Guoping,1983)

1．含铁石英粗砂岩　2．灰黑色泥岩　3．坡积物

1．ferruginous coarse quartz sandstone

2．greyish black mudstone　3．Slope wash

本阶段关于华南大陆东侧边缘的类型探讨必然要涉及台湾省的地质发展史。众所周知，台湾岛现在的位置受到新生代板块运动的影响已经增生到亚洲大陆东侧，因此在（图3）中采用了示意性的表示方法。

台湾省中央山脉轴部出露的大南澳群被东中央山脉断裂分割为东西两部分。西侧太鲁阁高温低压变质带由黑色片岩、绿色片岩、硅质片岩、变质石灰岩(部分为白云岩)和片麻岩类及混合岩组成，并有辉绿岩、石英闪长岩、伟晶花岗岩、煌斑岩和其它基性岩体以及无数石英脉。在变质灰岩中，已找到二叠纪的䗴类化石*Neoschwagerina*? sp.，*Verbeekina*? sp.，*Parafusulina*? sp. 及其它珊瑚化石。东侧玉里低温高压变质带以黑色片岩为主，接近蓝片岩相[21]。由此可以证明台湾地区存在晚海西—印支期优地槽，太鲁阁带代表古岛弧带，玉里带代表古海沟带；其间的断裂是当时的俯冲带，发生俯冲、变质的主要时期推测为印支—燕山期，称为玉里俯冲带，以资与更东的喜马拉雅期大纵谷俯冲带区别。参照琉球、菲律宾等地有化石证据的石炭、二叠纪地槽型沉积和超基性岩侵位，可以证明均属古太平洋西缘的古岛弧—海沟带[22]。

应当指出，亚洲东部大陆边缘带中往往可见含暖水型动物群的石炭、二叠系露头以弧立的构造—地层异地体（tectono-stratigraphic terranes）形式出现，台湾的大南澳群很可能也属于此类异地体[8]。在海西—印支构造阶段时，大南澳异地体与浙闽沿海地带间还相隔较远距离。因此，华南大陆东缘当时出现的陆壳微型张裂以及晚海西—印支期构造变动、岩浆侵入等现象可能与玉里带俯冲作用之间并无直接的联系。

华南西部的滇、黔、桂交境地区，晚海西至早印支阶段出现了一系列北西向为主的活动

性更大的裂陷带和边缘盆地，显然与扬子—华南大陆西缘强烈的地裂运动有密切关系。滇黔桂地区早海西阶段即已存在北西向的微型裂陷带，呈现浅海碳酸盐岩台地与较深水台间海槽相间排列的状态。茅口期晚期起强化的地壳运动导致钦防残留海槽明显升起，同时在滇、黔、桂地区自北向南沿着北西向的紫云—罗甸、右江和凭祥—富宁等基底断裂加速裂陷沉降，所形成的裂陷带周围及内部仍然发育浅海碳酸盐岩台地，其上往往有水螅、海绵—兰绿藻组成的生物礁，同时伴随有基性岩浆喷溢和大量水下安山质火山灰流凝灰岩喷发，形成了独特的火山碎屑浊积岩及其伴生的深水放射虫、硅质海绵骨针硅质岩[23]。自晚二叠世至早三叠世，这种裂陷作用连续进行，愈演愈烈，终于至中三叠世时整个南盘江地区整体强烈沉降转化为深水断陷盆地，引起海盆边缘带出现陆源碎屑浊积岩系广泛超覆到下伏浅海碳酸盐岩台地之上的现象。滇、黔、桂地区晚海西至早印支阶段中的上述构造古地理发展史，显示了成熟陆壳地区再次开裂转化为海槽的过程。在最西南部的那坡、坡芽、清华一带，已经发现在早三叠世深水浊积岩中，夹有1—3层枕状细碧岩、玄武岩和中基性熔岩角砾岩，最厚达752米；往东北至靖西魁圩、田东作登、平果新圩、龙州水口—八角及贵县樟木等地，则出现1—14层酸性火山岩，最厚可达二千余米[24]。早三叠世由西南至东北火山喷发岩成分的变化，显示了南部凭祥—富宁断裂带已经开裂到局部出现洋壳化的程度。值得注意的是南盘江地区的北西向裂陷带都有向北西西方向倾伏和汇合的特点，已知二叠系的火山碎屑浊积岩厚度愈西愈厚，在滇东师宗花桂一号井下大于1400米，其下还有1500米以上的巨厚细碧岩[23]，说明应是裂陷带的中心部位，也已局部出现洋壳。从总体看，滇、黔、桂地区大部分仍属陆壳基础上的弧后盆地，但已接近大陆边缘带的边缘海性质。

南盘江地区的裂陷作用往东南为大明山及西大明山古陆所限，但在上述古陆南侧，重新出现北东东方向的裂陷盆地。盆地北界大致沿凭祥—贵县断裂分布，北侧早三叠世为浅海碳酸盐台地，南侧为薄层泥晶灰岩、瘤状灰岩、页岩并夹有数十层砾屑灰岩，代表来自北侧台地上的碳酸盐重力流堆积[25]。盆地西南部崇左咘侬—板利一带也曾有发现枕状细碧岩的报导，可能代表接近边缘海的部位。

滇、黔、桂地区晚海西至印支阶段的上述构造古地理发展历史中形成的各种碳酸盐岩、生物礁、重力流角砾岩以及巨厚的火山碎屑和陆源碎屑浊积岩可以形成良好的油气生、储、盖组合，因此，南盘江断陷盆地及十万大山盆地西北斜坡带都是寻找油气的有利地段，值得结合后期构造变形和保存状态进一步加强工作[25]。

对于滇、黔、桂地区晚海西至早印支阶段中构造古地理发展的机制，近年来认识已渐趋接近。一般认为扬子—华南大陆西缘金沙江—藤条河海域消减带自二叠纪晚期起开始向东北方向俯冲，除了引起川西松潘—甘孜地区弧后扩张作用外，在滇黔桂地区也产生类似效应，仅规模较小，弧后扩张的程度也自西南向东北迅速减弱（图6）。中三叠世末期，随着哀牢山—藤条河—黑水河海域消减带的向东北叠接闭合，使南盘江和十万大山地区转化为早印支褶皱带。西南侧构造最为复杂，出现巨大的向北逆掩的推覆构造，往东北构造变形逐渐变弱，与沉积古地理所显示的古构造格局基本符合。从区域地质构造发展历史背景看，晚海西至早印支阶段本区的强烈褶皱运动以及海南岛和钦防地区大量花岗岩的侵入可能与印支—南海地块与华南大陆的最后拼合、碰撞有关。

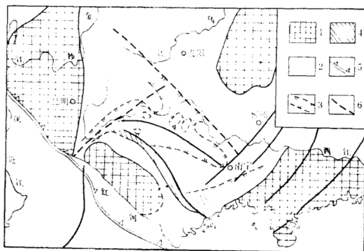


图6　滇黔桂及其邻区早印支期古构造、古地理示图

Fig.6 Sketch map showing the tectono—palaeogeographical feature of Dian—Qian—Gui and its adjacent area in Early Indosinian stage

1. 隆起区　2. 坳陷区　3. 陆壳上的裂陷带　4. 早印支期边缘海，局部洋壳化　5. 早印支期俯冲带　6. 同沉积断裂

1. uplift area　2. depression area　3. aulacogen on continental crust　4. Early Indosinian marginal seas, partly oceanization　5. Early Indosinian subduction zone　6. synsedimentary faults

三、晚印支阶段

早印支运动不但使印支—南海地块最终与华南大陆拼合，而且导致华南大陆与劳亚大陆间的整体碰撞相连，从而从根本上改变了东亚地区的构造古地理格局。

华南地区绝大部分均属陆壳范围，晚三叠世海侵范围限于赣、湘、粤、桂、闽局部地区，一般属于断陷海湾性质，海侵来自环太平洋海域，除粤东及闽中地区外厚度一般不超过1,000米。

近年在闽粤沿海的长乐—南澳深断裂两侧已发现中生代变质带。断裂西侧的浅变质砂岩、千枚岩及凝灰质砂岩厚度仅392米，根据所含 *Nilssonia orientalis*, *Sagenopteris* sp., *Cladophlebis* cf. *fukiansis* 等植物化石，证明包括上三叠统在内，代表隆起带上的陆上断陷盆地。断裂东侧出现厚达9,234米的各种变粒岩、浅粒岩和云母片岩，已受强烈混合岩化，具清晰层状构造及韵律层理，恢复原岩可能为海相火山复理石组合。根据所夹石墨二云片岩中含 *Cyathidites minor*（小桫椤孢）以及铷锶全岩等时年龄202±21Ma等资料，也证明包括上三叠统在内[26]，代表华南大陆东缘新形成的边缘海（图3）。可能和晚印支期开始古太平洋板块向古亚洲大陆的俯冲作用增强，滨太平洋带构造活动性更趋显著有关。闽北焦坑组和文宾山组中常见中性火山岩和凝灰岩，光泽、顺昌、崇安地区最大厚度超过一、二百米，闽西南则以酸性凝灰岩和熔岩为主，可以视作中生代滨太平洋火山带的早期喷发，也

与上述地质背景有关。滨太平洋带构造活动性的增强也反映在华南地区的海侵方向和海生动物群古生物地理区系性质方面，晚三叠世的海侵和动物群主要来自古太平洋海域，特提斯区的影响已经十分微弱。

三叠纪末期的晚印支运动在华南大陆区影响一般较微弱，与下侏罗统间一般仅见平行不整合接触。从区域构造宏观角度看，保山—掸帮地块继续增生到古亚洲大陆南缘，但华南大陆东缘晚印支阶段与燕山阶段间在构造古地理格局上呈连续发展状态。因此，早印支运动是华南大陆由海西、印支阶段至燕山阶段构造古地理演化上的主要转折点。

综上所述，海西—印支构造阶段中，华南大陆边缘既发生地体拼合和海槽褶皱转化，导致陆壳增生；大陆内部也经历了各种不同程度的裂陷作用，出现不同类型的裂陷带，甚至发展到局部出现洋壳的边缘海程度。这种已有一定规模成熟大陆壳地区构造发展方向上的多样性，是本区岩石圈构造演变发展到一定阶段的产物，并与当时邻区和全球古构造的演化总体机制相符合。当然目前仍然有许多问题需要进一步积累资料，继续深入研究。本文根据现阶段整理的资料，提出一些推论，希望在实践中得到检验和修正。

参 考 文 献

〔1〕武汉地质学院湖南科研队，1981，湘中地区深层构造与浅层构造关系的探讨，地球科学—武汉地质学院学报，2期。

〔2〕吴尹文等，1983，湘南宁远一带中、上泥盆统碳酸盐岩复理石建造的发现，沉积学报，4期。

〔3〕边效曾、高天钧，1982，"永梅坳陷"铁矿成矿类型系群的探讨与找矿，福建地质，1卷2期。

〔4〕王东披、刘拓君、王德勤，1982，福建马坑式铁矿沉积形成作用的古地理及古构造特征，长春地质学院学报，3期。

〔5〕施央申、刘寿和，1980，福鼎南溪石炭系复理石建造的发现对认识浙闽沿海中生代火山岩基底大地构造性质的意义，南京大学学报（自然科学版），4期。

〔6〕林增品，1983，华夏古陆的探讨，福建地质，2卷2期。

〔7〕任纪舜、陈廷愚、刘志刚，1984，中国东部构造单元划分的几个问题，地质论评，30卷4期。

〔8〕郭令智、施央申等，1984，中国东南部地体构造的研究，南京大学学报（自然科学版），4期。

〔9〕王鸿祯主编，1985，中国古地理图集，地图出版社。

〔10〕林学濂、何耀基，1983，福建省福鼎县银洞矿区层控铅锌矿的成矿地质特征，福建地质，2卷4期。

〔11〕吴岐、李希敏，1982，福建省石炭纪地层划分与对比，福建地质，1卷1期。

〔12〕莫壮观、赵修祜，1981，植物化石在海南岛石碌三棱山组的发现并讨论石碌群的时代，中国古生物学会第十二届学术年会论文选集，科学出版社。

〔13〕欧阳舒、李再平，1981，海南岛石碌矿区石碌群化石孢粉的新发现，古生物学报，20卷2期。

〔14〕Yu.G.Staritskiy et al.，1973，越南北部大地构造发展（中译本），南海地质译文集(一)，区域构造(1984)。

〔15〕Yu.G.Gatinsky et al.，1984，Tectonic Evolution of Southeast Asia.27届国际地质大会《ТектоникА Азии》（英文版）。

〔16〕徐克勤等，1980，论中国东南部几个断裂坳陷带中某些铁铜矿床的成因问题，国际交流地质学术论文集，第二册，地质出版社。

〔17〕刘招君，1983，闽西南石炭纪沉积相分析—兼论古构造对沉积作用的控制，长春地质学院学报，3期。

〔18〕韩发、葛朝华，1983，马坑铁矿——一个海相火山热液—沉积型矿床，中国科学（B），5期。

〔19〕陈大方，1984，区域构造活动对福建省二叠纪煤系缓倾角断裂类型的影响，福建地质，3卷1期。

〔20〕王国平，1983，福建印支运动基本特征探讨，福建地质，2卷2期。

〔21〕何春荪，1975，台湾地质概论，台湾地质调查所。

〔22〕亚洲地质图编图组编，1982，亚洲地质，地质出版社。

〔23〕侯方浩、黄继祥，1984，南盘江断陷区二、三叠系的火山碎屑浊积岩——一种独特的无海底扇浊流沉积模式，沉积学报，2卷4期。

〔24〕张忠伟，1978，广西火山岩时代，广西地质科技情报，2期。

〔25〕高振中、刘怀波，1983，十万大山盆地北缘早三叠世碳酸盐重力流及其地质意义，石油与天然气地质，4卷1期。
〔26〕李根坤等，1983，福建沿海中生代变质带的变质作用特征，中国区域地质，3期。

ON THE TECTONO-PALAEOGEOGRAPHICAL DEVELOPMENT OF SOUTH CHINA IN THE HERCYNIAN-INDOSINIAN STAGE

Liu Benpei

Abstract

The tectono-palaeogeographical frame of South China in the Hercynian-Indosinian stage includes two types, intracratonic and continental margin.

There are many intracratonic microaulacogens which consist of NE- or NW-trending synsedimentary faults during Devonian, Carboniferous & Permo-Triassic (fig. 1). Special sedimentary associations consisting of silicolite, mudstone or muddy limestone accompanying with various scales of turbidites, slump breccia were deposited in the microaulacogens.

The Zhejiang- Fujian coastal region represented a passive continental margin of the South China continent in the Early Hercynian stage. According to recent field observations and drill core study from the Nanxi area of northeastern Fujian Province, it has been determined preliminarily that there is a concealed fault between the Lower Carboniferous shelf sediments (upper) and the Lower Palaeozoic deep water turbidites & silicolites (lower) (fig.2). The basement of this region, therefore, may belong to the Caledonides, but had been strongly influenced in the Late Hercynian-Indosinian movement.

The presence of Caledonides in Hainan island is still indefinite for lack of Devonian in strata overlying the metamorphic Lower Palaeozoic flysch association. Above the uncomformity, the late Early-Middle Carboniferous is often met with in this area which may represent the Early Hercynian orogeny. The southern part of Hainan island and the Xisha islands represented a stable Precambrian Nanhai massif (dated at 1465Ma) which was connected with the Indosinian massif during the Early Palaeozoic, afterwards drifting northward and coming in the early convergence with the South China continent in Late Hercynian stage, then the final collision in Indosinian stage.

The western Goungxi region had been rifted in Late Permian and a maximum marginal sea was formed in Middle Triassic. It is actually a

rift-type sea trough formed on the Caledonides basement.

Genuine oceanic crust and typical subduction may have existed in the Yuli zone of eastern Taiwan during Late Hercynian-Indosinian stage. On account of the obvious difference between the Permo-Carboniferous sedimentary associations in the Taiwan area and South China continent, it is possible that the Da-nan-ao group was a independent tectono-stratigraphic terrane at this time (fig. 3).

华南燕山阶段古构造特征

杨森楠　游振东　杜国云

印支运动后，华南地区的古构造轮廓、沉积组合、构造变动、岩浆活动和成矿作用，都与前阶段有明显的差别，它标志着地壳的演化又转入一个新阶段，即燕山构造阶段。这种转变的根本原因在于太平洋洋壳板块与欧亚大陆壳板块的出现，以及它们之间大规模构造活动的开始，这种活动深刻地影响到华南地区地壳演化的进程。本文将以此为主线分析华南燕山阶段古构造特征及其演化。

一、地球物理场特征和深部构造轮廓

一个地区浅层地壳的地质构造格架的形成，基本上都是深层壳幔差异特征的反映和壳幔运动的结果。许多学者在区域构造研究中十分注重地球物理资料的分析，这些资料传递了壳幔构造，特别是晚近时期壳幔活动的信息，它是目前人们赖以了解深部构造的主要途径。为了阐述华南地区燕山期地质构造的某些特征，从地球物理场——主要是重力场和磁力场扼要地分析一下华南地区深部构造轮廓，以提供某些区域构造的深部背景资料，看来是有必要的。

图1是在平均布格重力异常图上勾划出来的重力梯度带分布图。从图上可以清楚地看出，华南地区存在着两组不同方向的重力梯度带：北北东向和北东东或近东西向。北北东向的重力梯度带计有四条，自西而东有：武陵山重力梯度带，赣西—粤西重力梯度带、东南沿海重力梯度带和台湾东部重力梯度带。北东东或近东西向的重力梯度带则有赣中—浙西重力梯度带和南岭重力梯度带。

武陵山重力梯度带出现于华南地区与扬子地区之交接地带。梯度带表现为一重力负异常带，异常值变化在 −30～110 毫伽之间，幅值达 80毫伽，由北向南减小，梯度带宽度 90～150 公里。梯度带向南进入广西后已趋衰减，向北则经江汉盆地和南阳盆地的西沿，与太行山和大兴安岭重力梯度带相连，形成一条颇为完整的重力梯度带，呈北北东向斜贯于大陆东部，长达4000公里，成为我国最瞩目的重力梯度带之一。

东南沿海重力梯度带大体与闽、浙海岸方向平行，全长约近1000公里。梯度带由正异常和负异常两部分组成。零值线沿海岸线附近延伸，西部负异常在大陆地区，从粤东向北经闽东到浙东，北端在杭州湾一带为长江中下游的正异常区所阻，异常带西界大致在丽水—古田—漳平一线，异常值最大为 −40毫伽。东部正异常范围展布在东海和台湾海峡的近陆海域，异常值为20～25毫伽。

台湾东部重力梯度带出现在中央山脉东侧，向东可延伸到岛架上，梯度带的南北可与菲律宾群岛和琉球群岛连接，是岛弧重力梯度带的组成部分，梯度带宽度约 100 公里，异常值可高达60毫伽。

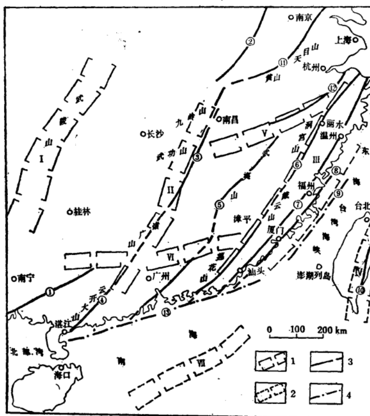


图1 华南地区重力梯度带分布略图

Fig. 1 Sketch distribution of gravity gradient zones of South China

Ⅰ. 武陵山重力梯度带 Ⅱ. 赣西—粤西重力梯度带 Ⅲ. 东南沿海重力梯度带 Ⅳ. 台湾东部重力梯度带 Ⅴ. 赣中—浙西重力梯度带 Ⅵ. 南岭重力梯度带 Ⅶ. 南海北部陆架南缘重力梯度带

①灵山断裂带 ②郯城—庐江断裂带 ③赣江断裂带 ④四会—吴川断裂带 ⑤邵武—河源断裂带 ⑥宁波—丽水—大埔—海丰断裂带 ⑦宁海—温州—南靖—陆丰断裂带 ⑧长乐—南澳断裂带 ⑨东海陆架西缘断裂带 ⑩台湾纵谷断裂带 ⑪休宁—宁国断裂带 ⑫绍兴—江山断裂带 ⑬珠外北缘断裂带

1. 正重力异常带 2. 负重力异常带 3. 断裂带 4. 隐伏断裂带

Ⅰ—gravity gradient zone of Wuling mountain; Ⅱ—gravity gradient zone of western Jiangxi-western Guangdong; Ⅲ—gravity gradient zone of coast of South-East China; Ⅳ—gravity gradient zone of eastern Taiwan; Ⅴ—gravity gradient zone of middle Jiangxi-western Zhejiang; Ⅵ—gravity gradient zone of Nanling; Ⅶ—gravity gradient zone of northern shelf margin of South China Sea.

①Lingshan fracture zone; ②Tancheng-Lujiang fracture zone; ③Ganjiang fracture zone; ④Sihui—Wuchuan fracture zone; ⑤Shaowu-Heyuan fracture zone; ⑥Ningbo-Lishui-Dapu-Haifeng fracture zone; ⑦Ninghai-Wenzhou-Nanjing-Lufeng fracture zone; ⑧Changle-Nanao fracture zone; ⑨fracture zone of great meridianal valley of Taiwan ⑩fracture zone of western margin of the East China Sea; ⑪Xiuning-Ninguo fracture zone; ⑫Shaoxing-Jiangshan fracture zone; ⑬fracture zone of the northern margin out of the Rearl River mouth.

1. Posifive gravify anomaly zones 2. Negafive gravity anomaly zones 3. Fracfure zones 4. Covered fracture zones

赣西—粤西重力梯度带亦呈北北东向，沿九岭山、武功山、诸广山和云开大山东侧延伸，梯度带与几个串珠状的重力负异常有关，异常值一般为－10至－50毫伽，幅值约25—35毫伽，与前述三条梯度带相比，应属于强度较弱的重力梯度带。

近东西向或北东东向的南岭重力梯度带和赣中—浙西重力梯度带分别沿南岭山系和浙赣线展布，与北北东向重力梯度带相比，除了梯度带方面不同外，还表现出如下的特点：(1)规模较小，延伸长度在450公里（赣中—浙西梯度带）至700公里（南岭梯度带），宽度也只有30—50公里；(2)为布格负重力异常，幅度低，一般自－10至－40毫伽，幅值仅20—30毫伽；(3)梯度带走向常受北北东向梯度带的阻断（赣中—浙西梯度带），或受其干扰而转变方向（南岭梯度带）。华南以南，南海北部陆架区为低幅度负重力异常区，基本特征与大陆区相似。陆架边缘则展示出复杂变化的重力异常带，重力高与重力低相间出现，走向为北东至北东东向，空间重力异常值一般为20至－60毫伽，幅值可达80毫伽，其特征已不同于华南大陆区和南海北部陆架区，与陆壳和再生洋壳的边界构造背景有关。

华南地区航磁异常展布特征与重力异常有许多可以对比的地方。从区域航磁异常分析，可把华南分为东西两部分，九岭山—武功山—诸广山是重要的分界线。西部为正磁场为主的平静异常区，异常值约为几十伽玛。东部为变化剧烈的强磁异常区，以正磁异常为主，且磁异变化强度向东递增，赣东、闽西、粤北等地，异常值变化在－100伽玛至几百伽玛之间，而洞空山—戴云山—莲花山之东，浙东、闽东、粤东一带磁异常强度最高，磁异常曲线在剖面上呈锯齿状跳跃，正负磁异常快速交替，水平梯度很大，平面上总体呈北东—北北东向。异常值负值100～300伽玛，正值可达几百至几千伽玛，其范围可延伸到东海和台湾海峡的西部，与东南沿海重力梯度带大体相当。长江中下游是另一个强磁异常区，以正磁异常为主，伴有负磁异常，异常值也有几百到几千伽玛。异常区的南界在黄山、天目山一线附近，向东则与东南沿海变化剧烈的强磁异常区交会。

华南重力、磁力地球物理场的特征，主要是传递了中、新生代以来区域构造和深部构造的信息。四条北北东向重力梯度带的出现，表明了华南地区的深部构造在这些地带有明显的变化，一般解释为四条北北东向的莫霍面陡倾变，或地壳厚度陡变带。重力异常自西向东总的变化趋势是大陆区为负异常，异常值向东变小，海域出现正负异常相间，正异常值向东增高。地壳厚度总体向东变薄，莫霍面逐级抬升。武陵山以西地壳厚度大于40公里，赣江以西多为34～37公里，沿海地带一般在32～36公里之间，台湾岛区约有32～34公里，反映了地壳结构构造从大陆内部向大洋方向变化的特点。

华南地区和东部海域地球物理场的另一特征，就是北北东向的重力异常带方向相当清楚，强度甚大，而且往往切断或干扰了北东东或近东西向的重力异常带，它显示了华南地区深部构造的主体轮廓，北北东向的构造走向与太平洋洋壳和亚洲大陆陆壳的分界线同向，与两者之间的过渡带——大陆边缘的沟、弧、盆展布格局相一致，也与华南中、新生代浅层地壳构造相协调。因此，无疑地，华南北北东向的深部构造是中、新生代以来太平洋洋壳板块与亚洲大陆陆壳板块大规模构造活动的结果。

现已证实，南海是一个由于近南北向扩张而发展起来的边缘海，华南古大陆南部因张裂而解体，在扩张中轴部位形成中央海盆，出现再生洋壳，破碎的陆块构成南海的海底高原和巽它、菲律宾诸群岛。南海北部陆架也是古大陆断陷沦为海底的部分，具陆壳基底性质，这

注：1伽玛＝10^{-9}特斯拉(后同)

可从重力负异常的特点中反映出来。陆架边缘北东和北东东向的重力高、重力低和重力异常带，与南海张裂构造格局相吻合。

还值得指出的是几条北北东向重力梯度带也正是区域地质构造发生明显变化的地带，这里通常出现区域性的断裂带，对华南和大陆边缘的构造发展有重要作用。主要断裂有：台湾东部的台湾纵谷断裂带，东南沿海的长乐—南澳断裂带、宁海—温州—南靖—陆丰断裂带和宁波—丽水—大埔—海丰断裂带，赣西—粤东的赣江断裂带和四会—吴川断裂带，以及桂东南的灵山断裂带。这些断裂带可能是较早孕育，中、新生代发展起来的，它们常与中、新生代的岩浆活动带、变质带和盆地沉积带有成因联系，是这些地质作用的构造基础。这些断裂带还经历过复杂的动力学和运动学过程，其中引人注目的是早燕山期的左行平移运动，这可以从地球物理异常带的扭动，花岗的展布，盆地的错位以及伴生构造形迹方面表现出来。晚燕山期则出现以张裂断块活动为主的构造环境。

在北北东向的重力梯度带之间，有北东东向和近东西向的重力梯度带出现（如赣中—浙西梯度带和南岭梯度带），其异常强度较低，连续性较差，并受扭曲，代表了较老的构造成分。从图象可以看出，它们受到北北东向构造带的干扰和改造。北北东向和北东东、近东西向构造带的交叉、切割关系，使华南地区形成“东西分带，南北分块”的构造格局。沿赣中—浙西重力梯度带发育有绍兴—江山断裂带，在前中生代构成浙东与浙西，赣北与赣南的重要地质界线。南岭地区是一个地壳增厚带，花岗岩发育，也可能发育一条近东西向的剪切断裂带。

华南地区航磁异常特征在很大程度上反映了燕山期岩浆岩的分布状况。九岭山—武功山—诸广山一线之西，岩浆岩分布零星，岩体深埋，火山岩罕见，因而出现平静而强度较弱的磁异常；反之，此线之东，岩浆岩广泛出露，火山岩发育，特别是浙东、闽东、粤东沿海地带，火山岩几乎覆盖全区，厚度很大，向东并可延展到东海大陆架和台湾海峡西部，代而出现变化最强烈的航磁异常带。

二、早、中侏罗世的沉积组合类型

华南地区早、中侏罗世的古构造轮廓是在印支运动的基础上形成的[2]。其西南沿红河断裂带（缝合带）与昆嵩地块对接，碰撞的造山运动出现了印支褶皱带；其西北沿中秦岭、北淮阳断裂带，与华北地块再度接合，华北地块与扬子地块、华南加里东地块间形成秦岭造山带，因而亚洲东部的陆壳有明显的增长。就华南而言，海域向太平洋退缩，广大地区形成陆地，仅在早侏罗世有短暂而局部的海侵，粤东和闽、浙海岸地带是这一海域的西界。由此向北则相继出现滨海和陆地，沉积范围相当广泛，几乎遍及华南各省、区。根据沉积序列、岩相特征和古构造环境，可把早、中侏罗世的沉积组合分为四种主要的类型，即山间盆地沉积组合、内陆坳陷沉积组合、滨海坳陷沉积组合和陆缘坳陷沉积组合（图2）。

1．山间盆地沉积组合

山间盆地多发育在华南地区周边及中部的隆起带上，如江南隆起带、浙东—闽东隆起带、赣南隆起带和粤桂隆起带。与坳陷盆地沉积组合相比，此类型有许多特点：隆起带上的山间盆地多属陆相小型盆地，沉积零星分布、连续性差；岩系常超覆于前三叠系之上：包括古生界甚至前寒武系，其间缺失三叠系；下侏罗统与下伏地层之间常见角度不整合或微角度

不整合接触；岩系中粗碎屑岩发育，尤其是在岩系的下部，如赣南地区所见的林山组下段，多为厚—巨厚层状含砾粗砂岩夹砾岩、砂砾岩；岩系中基本不含煤，或仅有煤线；整个岩系厚度很大，常达2000—3000米以上。

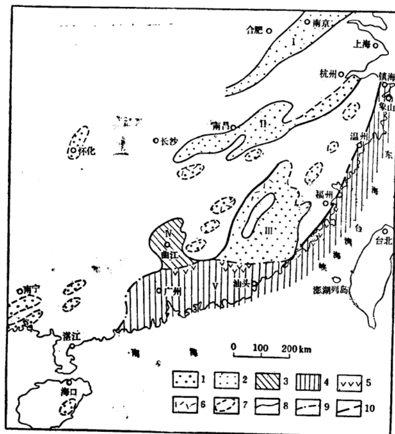


图2 华南早侏罗世沉积-古构造图

Fig.2 Sedimentary-tectonic sketch map of South China in Early Jurassic

1.山间盆地沉积组合 2.内陆坳陷沉积组合 3.滨海坳陷沉积组合 4.陆缘海坳陷沉积组合 5.中性火山熔岩 6.火山碎屑岩 7.上叠盆地边界 8.坳陷盆地边界 9.陆缘海边界 10.断裂带

Ⅰ.下扬子坳陷带 Ⅱ.萍（乡）乐（平）坳陷带 Ⅲ.闽西南坳陷带 Ⅳ.粤北湘南坳陷带 Ⅴ.粤东陆缘坳陷带

1. sedimentary association of intermontane basin 2. sedimentary association of inland down-warp 3. sedimentary association of sea-board down-warp 4. sedimentary association of continental margin sea 5. intermediate lava 6. pyroclastic rock 7. overlapping basin boundary 8. down-warp basin boundary 9. boundary of continental margin sea 10. fracture zone.

Ⅰ. Lower Yangzi down-warp zone Ⅱ. Ping Le down-warp zone Ⅲ. South-western Fujian down-warp zone Ⅳ. northern Guangdong-southern Hunan down-warp zone Ⅴ. down-warp zone of eastern Guangdong continental margin

由上述特征不难看出，山间盆地的形成与印支运动关系密切，盆地发育在由它造成的构造隆起背景之上，从盆地与前期构造关系上看，它不同于继承性坳陷盆地，应属新生性上叠

盆地之列。除赣南（林山组）外，桂东南（百姓组、那荡组）、闽北、湘西都有这种沉积组合的代表。

2．内陆坳陷沉积组合

坳陷盆地区分布在华南的东北部。坳陷带与隆起带相间排列，呈北北东至北东向展布，其中包括三个主要的坳陷带，自北而南有下扬子坳陷带、萍（乡）乐（平）坳陷带和闽西南坳陷带。坳陷带内的下侏罗统为内陆含煤沉积组合，如江苏、安徽的象山群下部，赣西的林山组，闽西南的梨山组等，都是这种沉积组合的代表。以闽西南的梨山组为例，岩系一般以平行不整合或微角度不整合覆于晚三叠世地层或超覆于更老的地层之上。梨山组下部为粗碎屑岩，由厚层中、粗粒砂岩组成，上部为细砂岩、粉砂岩、页岩，含薄煤层，厚度600—900米，代表河湖沼泽相泥砂质含煤沉积。中侏罗统以红色、杂色碎屑岩系为特征，代表该期沉积的地层有江苏、安徽的象山群上部，江西的罗凹组和福建的漳平组。以漳平组为例，岩性主要为紫红色、灰紫色、灰绿色砂页岩夹细砂岩、粗砂岩和含砾砂岩，局部含凝灰岩，厚130—1800米。

一般来说，各坳陷带的下、中侏罗统岩石组合相似，在大范围内可以对比，没有明显的分异现象，由此可以推断，各隆起带范围不大，对坳陷带的分隔性不强，坳陷带是在构造运动相对宁静的环境中发展起来的。

3．滨海坳陷沉积组合

粤东陆缘坳陷带之北的粤北、湘南地区，有一片从陆缘海到内陆的过渡地带。以粤北的曲江、仁化为例，这里的下侏罗统自下而上可分为天门坳组、桥源组和西牛潭组，全厚600余米。属滨海—三角洲沉积序列，反映从海相到陆相的过渡。这套沉积还可北延到湘南的汝城。应当说明，湘西南和湘赣地区原划为下侏罗统的地层，主要是根据古植物确定的。最近顾知微等（1984）指出，在这些地层中杂有晚三叠世的孢粉、瓣鳃类、叶肢介和介形类化石，因而提出把湘西南的马家冲组，湘东的高家田组、造上组划为上三叠统诺利阶，这些地区的早侏罗世沉积付缺。

4．陆缘海坳陷沉积组合

分布在粤东、闽浙海岸和台澎等地区。粤东的下侏罗统称金鸡组，由细粒长石砂岩、泥质粉砂岩和粉砂质泥岩的互层组成，具类复理石韵律特征，厚度很大，可达4000米。岩层中化石丰富，包括菊石、瓣鳃类、蛇尾纲、海百合茎和植物。菊石主要产于金鸡组下段，有*Hongkongites*, *Sulciferites*, *Psiloceras*, *Arietites*, *Asteroceras*, *Microderoceras*, *Echioceras*, *Uplonia*等。代表活动型陆缘海沉积组合。粤东及其西部和北部，岩层中常夹中性火山岩，主要为安山岩、安山玢岩、安山质凝灰岩。可能与陆缘海边缘的断裂活动有关。

福建东部海岸地带，发育一条著名的变质带，沿长乐—南澳断裂带延伸。据李根坤等[8]（1983）研究，变质带东部的一套变质岩，由片理化的变质火山岩、片岩、变粒岩、混合岩及混合花岗岩组成，是热动力变质作用的产物，其时代为晚三叠世至早侏罗世，原岩为沉积—火山碎屑岩，厚度很大，岩石尚保留有较清晰的原岩的层状构造和粗细相间、成分不同的韵律层。总观其特征，与粤东的上三叠统小坪组、下侏罗统金鸡组相似，应属陆缘坳陷复理石沉积组合。

在浙江象山的石浦附近，出露了一套浅变质岩系，面积仅1平方公里，四周与上侏罗—下白垩统火山岩系以断层相接，岩层由经蚀变的碎屑岩组成，下部以浅灰色砂砾岩为主，

上部为砂岩、粉砂岩，夹硅质岩和条带状结晶生物灰岩。值得注意的是砂砾岩、粗砂岩、细砂岩、粉砂岩和硅质岩常交互出现，组成韵律层。有关这套岩层的时代归属尚有争议，不过其中包含着上三叠统至下侏罗统的岩层是很有可能的。

由此向北，在镇海的蟹浦附近，又有小块变质岩、混合岩及混合花岗岩出露。最近，张明德等[9]（1983）把这套变质岩置于上三叠统至下侏罗统；混合花岗岩属于"交代侵入体"，混合岩在其边缘带，由再生岩浆或有关流体渗透、交代围岩所产生；浅变质岩则是花岗岩外围的沉积岩，经受热-动力变质作用而形成。

由上可见，从粤东、闽浙海岸至台澎地区，本期沉积多出现碎屑岩，常具类复理石韵律，沉积巨厚，火山岩在岩系中不占主要地位，代表华南东部大陆边缘冒地槽沉积。在陆缘坳陷带以东，是否有本期岛弧的发育，这个问题关系到对台湾东部大南澳群的时代、岩石组成等方面的认识，目前尚难作明确的结论。不过，迄今为止，大南澳群中尚未发现这一时期的岛弧火山岩，也没有时代相当的变质岩。因此，华南陆缘带可能属于被动大陆边缘性质，而大南澳群所在的陆块，则可能是外来的地块——地体。

三、晚侏罗世至早白垩世的岩浆活动

从晚侏罗世到早白垩世，华南地区古构造发展中最突出的事件是东南沿海地带广泛地出现岩浆活动，包括强烈的火山喷出和多期次的花岗岩浆侵入，形成著名的东南沿海岩浆岩带。它不仅是我国东部，而且也是亚洲环太平洋地区中、新生代岩浆活动带的组成部分。连绵不断的岩浆岩带，从东南沿海向东北经东海海域西部、朝鲜半岛东南部、日本列岛，延伸到苏联远东滨太平洋地带，向南与菲律宾群岛和巽它群岛的岩浆活动带相接，整个岩带长达10000余公里，实为东亚最为壮观的地质现象之一。有关华南燕山期岩浆岩的岩石学、成矿作用、成因系列和火山构造等问题，已有许多学者进行过研究，并有重要论著[10,12,13,14,15]，本文只拟对岩浆活动与古构造关系这一侧面作简要的论述。

1. 岩浆岩的时间分布

根据火山喷出的规模、强度和岩石化学成分的变化特点，通常把火山活动分为三个时期，即始发期、强盛期和衰减期。

（1）始发期：主要是指早、中侏罗世的火山喷溢，部分地区可推前到晚三叠世。这期火山岩分布在赣中南、浙南（毛弄组）、闽西（梨山组）等山间盆地以及粤东（金鸡组）、闽东海岸的陆缘坳陷边缘。火山岩分布局限，厚度小，多呈夹层产出于沉积岩层中，除粤东地区见中性火山熔岩外，其它均以中酸性凝灰质粉砂岩、层凝灰岩等火山碎屑岩居多。

（2）强盛期：出现在晚侏罗世，是主要的活动时期。这期火山岩分布广泛，遍及东南沿海地带，福建的南园组，浙东的磨石山组（b—c^1段）、粤东的高基坪群上亚群，赣南的鸡笼嶂组，赣东北的鹅湖岭组，浙西的黄尖组、皖南的石岭组，宁芜的龙王山庙组等，都是这一期的产物。火山岩厚度可达几千米，岩石类型包括中性、中酸性和酸性的熔岩、凝灰熔岩和火山碎屑岩，沉积夹层少。在浙东、闽东多呈带状裂隙喷发，几乎覆盖全区。

（3）衰减期：早白垩世火山活动趋于衰退，分布范围主要在浙东（馆头组、朝川组）、闽东（石帽山群）和粤东（官草湖组），局部可延续到晚白垩世早期（浙东的方岩组）。多呈面积不大的孤立的火山沉积盆地产出，由沉积—火山岩系组成，火山岩以酸性岩类为主，

包括流纹岩、流纹斑岩、英安岩及凝灰岩，伴有陆相红色碎屑岩。

华南地区花岗岩分布甚广，通过对距今 230 百万年以来近千个同位素年龄资料的统计[21,22]（图3，a），可以看出，花岗岩浆活动时期相对地集中在180—90百万年这一段时间内，有70%的同位素年龄数据出现在这一范围，相当于中侏罗世到晚白垩世早期，其中最大的峰值为 145 百万年，与晚侏罗世晚期相当。由此可见，侵入岩与喷出岩不仅岩性相近，而且侵入活动与喷出活动在时间上也大体一致，有共同的旋回发展历史，可以推论，它们是在统一的岩浆成因条件和构造背景的基础上形成的。这个构造背景就是燕山运动或燕山热－构造事件，岩浆活动与构造作用是相协调的。

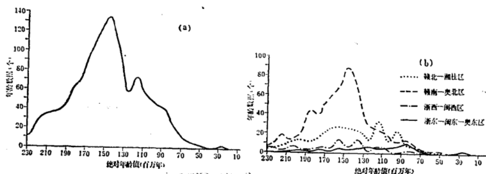


图3　华南地区中生代以来花岗岩同位素年龄数据频率曲线（据《全国同同位素地质年龄数据汇编》等资料统计）

Fig.3　Frequency curve of the isotopic age data of granite of South China in Mesozoic. According to Compilation of Isotopic Geology Age Data of China incomplete statistics

(a) 华南全区中生代花岗岩同位素年龄数据频率曲线；(b) 分区中生代花岗同位素年龄数据频率曲线

(a) Frequency curve of whole South China;

(b) Frequency curve of separative South China

华南地区的花岗岩，按其空间位置，可划分为四个岩带，自西北向东南为：赣北—湘桂带，赣南—粤北带，浙西—闽西带和浙东—闽东—粤东带。从每个岩带不同年代花岗岩的频率曲线可以看出（图3，b），侏罗纪（燕山早期）的岩浆侵入活动，主要出现前三个岩带，即宁波—丽水—大埔—海丰断裂带以西的地区，同位素年龄的峰值都在 160—135 百万年之间，而断裂带之东，本期侵入活动较弱。白垩纪（燕山晚期）的侵入活动则有明显的不同，主要发育在上述断裂带以东的浙东—闽东—粤东岩带，以及赣江断裂带和四会—吴川断裂带以西的赣北—湘桂岩带。前者以晚白垩世早期频率较高（90—80百万年）；后者以早白垩世频率较高（120—105百万年）。显然岩浆侵入活动有向东和向西迁移的趋势。

2. 岩浆岩的空间分布

华南地区的晚侏罗—早白垩世火山岩主要分布在其东部（图 4），西界大致从南昌经吉安、韶关至湛江，与郯庐断裂带、赣江断裂带和四会—吴川断裂带大体相当，其中早白垩世以及晚白垩世早期的火山岩主要出现在宁波—丽水—大埔—海丰断裂带之东。燕山期花岗岩

分布区较火山岩区为广，向西可追索到武陵山。据布格重力异常推断，湘桂地区尚分布有为数众多的隐伏花岗岩体，自南岭西延至大明山、都庞岭，唯其规模较小，多呈岩株产出。

图4　华南晚侏罗—早白垩世岩浆岩–古构造图

Fig.4　Magma-tectonic map of South China in Late Jurassic-Early Cretaceous

1.早白垩世酸性火山岩　2.晚侏罗世中酸性火山岩　3.晚侏罗世中基性火山岩　4.燕山期花岗岩　5.早白垩世火山盆地　6.晚侏罗火山盆地　7.地体（外来地块）　8.断裂带　9.地体缝合带

Ⅰ.下扬子火山岩带　Ⅱ.江南火山岩带　Ⅲ.赣南–粤北火山岩带　Ⅳ.浙西–闽西火山岩带（武夷山火山岩带）　Ⅴ.浙东–闽东–粤东火山岩带　Ⅵ.台湾西部地体　Ⅶ.台湾东部地体

1.Early Cretaceous acid volcanic rocks　2.Late Jurassic intermediate-acid volcanic rocks　3.Late Jurassic intermediate-basic volcanic rocks　4.Yanshan period granites　5.Early Cretaceous volcanic basins　6. Late Jurassic volcanic basins　7.terranes (exotic massifs)　8.fracture zones　9.suture zones of terrane

Ⅰ.Lower Yangzi volcanic zone　Ⅱ.Jiangnan volcanic zone　Ⅲ.southern Jiangxi-northern Guangdong volcanic zone　Ⅳ.western Zhejiang-western Fujian volcanic zone　Ⅴ.eastern Zhejiang-eastern Fujian-eastern Guangdong volcanic zone　Ⅵ.western Taiwan terrane　Ⅶ.eastern Taiwan terrane

不少学者强调指出，宁波—丽水—大埔—海丰断裂带是另一条对岩浆活动有重要控制作用的断裂带。断裂带之西，火山活动较弱，以中心式喷出为主，火山岩分布零星，厚度较小，多产于分割的盆地中；断裂带之东，火山活动强，以裂隙—中心式为主，火山岩连续相

接，形成广泛的覆盖，厚度也大。但实际上这种断裂控制也并非十分严格。据航磁资料分析[16]，火山岩还可伸向东海西部海底，到达距海岸约100—150公里的范围。由此可见，整个火山岩带相当宽阔，自赣江断裂带算起可达600公里，从宁波一丽江一大埔一海丰断裂带计起也有300公里之距。后一断裂带对花岗岩的控制也十分清楚，如前所述，晚燕山期花岗岩主要出现于断裂带之东。

东南沿海火山岩带的东界是一个尚待研究的问题。航磁资料表明，东海西部仍是它的分布范围。另据台澎地区钻井资料，钻孔中所见的长石砂岩、粉砂岩和酸性火山岩夹层，其中很可能包含着与闽浙陆相火山岩同时代的侏罗、白垩纪地层，但两者之间有明显的差别：一是浙闽火山岩系中，火山熔岩和火山碎屑岩占量很大，是岩系的主要组成部分，而台澎地区的火山岩仅系夹层，在岩系中不居重要地位；二是闽浙沿海的火山岩系几乎都是陆相喷出，岩系中含植物和淡水瓣鳃类化石，而台澎地区的侏罗、白垩系全系海相层，岩层中富含菊石、瓣鳃类和有孔虫化石。两者之间迄今无过渡相岩层的报导。位于闽浙海岸外侧的东海陆架西缘断裂带，介于其间，具有分划性的意义，这条断裂带不仅可视为东南沿海火山岩的东界，而且也可推断它是一条地体缝合带，台湾西部作为外来地体拼贴在其东侧。

3．火山岩的岩石化学特征

近二十年来，东南沿海诸省在区域地质调查和矿产地质研究中，已积累了大量的岩石化学分析数据，它为我们研究华南燕山期地壳构造演化提供了重要资料。最近，福建等省对岩石化学分析资料进行了系统的综合研究[1)]，取得了丰硕成果。本文中引用了部分数据，并作进一步的整理。表1在空间上表示了三条垂直东南沿海火山岩带，和一条平行于火山岩带的火山岩平均化学成分变化，表2表示火山岩平均化学成分在时间上的变化。火山岩岩石化学成分及其主要参数特征归结如下：

(1) 把火山岩δ值和τ值投点于$\lg\tau$-$\lg\delta$关系图上（图5），这些点几乎都集中于B区，即相当于造山带及岛弧区，可见东南沿海火山岩带应隶属于环太平洋造山带和岛弧带的组成部分，是在构造运动强烈而频繁的环境中出现的。

(2) 从δ值分析，火山岩李特曼指数在1.61—2.88变化（表1），其中比较集中于1.90—2.20的区间。火山岩富钠、钾、硅而贫钙，K_2O+Na_2O含量在6.84—8.81之间，K_2O含量高于Na_2O，比值通常为1.20—2.00。因此，从总的来说，火山岩应属弱碱质岩系的钙碱性系列

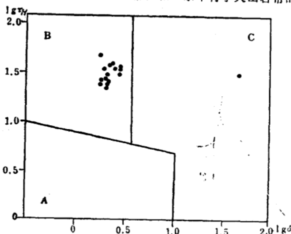


图5　华南东部地区中生代火山岩$\lg\tau$-$\lg\delta$关系图

Fig.5　$\lg\tau$-$\lg\delta$ correlation diagram of the volcanic rocks.

A-非造山地区　B-造山带及岛弧地区　C-A及B区派生的偏碱性、碱性岩

A-non-orogenic region　B-orogenic and island arc region　C-weak alkalic and alkalic rocks derived from A and B.

1) 福建、山东、安徽、江西、江苏、浙江、广东地质局，1983，东南沿海中生代火山构造岩相图说明书。

表1

东南沿海各地区火山岩平均化学成分表

剖面线	地区	样品数(个)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	K_2O+Na_2O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{SiO_2}$	$\frac{FeO}{MgO}$	$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$	δ	τ
浙西—浙东	安吉—昌化	43	68.75	0.34	14.19	1.96	2.21	0.08	0.98	1.46	3.21	5.19	0.12	8.40	1.62	0.075	2.26	0.47	2.74	32.29
	富阳—建德	35	69.55	0.36	14.20	1.52	2.00	0.06	0.74	1.39	3.59	4.53	0.09	8.12	1.26	0.065	2.70	0.43	2.48	29.47
	上虞—遂昌	61	72.11	0.27	13.58	1.86	1.16	0.06	0.54	0.88	3.03	5.04	0.07	8.10	1.66	0.070	2.15	0.62	2.25	39.09
	宁波—泰顺	67	71.66	0.31	13.79	1.42	1.39	0.09	0.60	1.30	3.38	4.46	0.09	7.84	1.31	0.062	2.32	0.51	2.14	33.58
	象山—平阳	49	71.54	0.39	13.85	1.68	1.19	0.08	0.58	1.08	3.29	4.57	0.10	7.86	1.38	0.064	2.05	0.59	2.16	27.07
赣北—闽北	相山—德兴	150	68.13	0.34	14.69	2.53	1.02	0.05	0.48	0.98	2.38	5.90	0.11	8.28	2.47	0.087	2.13	0.71	2.72	36.20
	资溪—广丰	35	72.11	0.24	13.72	1.90	1.15	0.09	0.45	0.71	2.01	5.27	0.08	7.28	2.62	0.073	2.56	0.63	1.82	48.79
	光泽—浦城	11	69.90	0.32	14.17	1.00	2.96	0.05	0.53	1.22	3.16	5.65	0.13	8.81	1.78	0.081	5.58	0.25	2.88	34.40
	建瓯	4	72.10	0.26	13.23	0.66	2.85	0.06	0.33	0.87	2.94	5.71	0.06	8.68	1.94	0.079	7.50	0.19	2.59	39.58
	福州	50	70.57	0.38	14.05	1.46	1.79	0.06	0.85	1.85	3.04	4.45	0.09	7.49	1.46	0.063	2.11	0.45	2.03	28.97
赣南—闽南	龙南—会昌	44	67.04	0.77	13.93	1.95	3.42	0.07	1.53	1.97	2.43	4.41	0.13	6.84	1.81	0.066	2.24	0.36	1.95	14.93
	三明—上杭	16	71.04	0.39	12.89	1.43	2.39	0.08	0.71	1.89	2.48	4.92	0.06	7.40	1.98	0.069	3.37	0.37	1.95	26.69
	龙岩	65	72.51	0.31	13.65	1.21	1.65	0.07	0.68	1.38	2.63	4.27	0.07	6.90	1.62	0.059	2.43	0.42	1.61	35.55
	漳州—东山	35	72.12	0.28	13.72	1.00	2.02	0.07	0.63	1.62	2.62	4.58	0.05	7.20	1.75	0.064	3.21	0.33	1.78	39.64
浙东—闽东—粤东	浙东	116	71.61	0.34	13.81	1.53	1.30	0.09	0.59	1.21	3.34	4.51	0.09	7.85	1.35	0.063	2.20	0.54	2.15	30.79
	福州	50	70.57	0.38	14.05	1.46	1.79	0.06	0.85	1.85	3.04	4.45	0.09	7.49	1.46	0.063	2.11	0.45	2.03	28.97
	福清—泉州	139	70.06	0.41	14.33	1.39	2.01	0.07	0.82	1.94	3.27	4.07	0.09	7.34	1.24	0.058	2.18	0.41	1.99	26.97
	漳州—东山	35	72.12	0.28	13.72	1.00	2.02	0.07	0.63	1.62	2.02	4.58	0.05	7.20	1.76	0.064	3.21	0.33	1.78	39.64
	潮安—陆丰	32	69.37	0.38	14.73	1.42	2.40	0.08	0.88	2.07	3.32	3.84	0.06	7.16	1.15	0.055	2.73	0.37	1.94	30.02
	蕉岭—惠州	26	69.28	0.45	14.00	1.96	2.20	0.09	1.01	2.22	3.03	4.18	0.11	7.21	1.38	0.060	2.18	0.17	1.97	24.37

(3) 表2反映了闽东地区不同时期火山岩平均化学成分变化的趋势。从表、图(图6, a)可见，自上侏罗统南园组、小溪组至白垩系，火山岩的化学成分有明显的变化，其中以早白垩世与晚白垩世早期之间，以及南园组一段与二段之间的变化量最大。前者主要是由于晚白垩世早期火山岩的 K_2O+Na_2O 显著增大(9.18)而引起，后者则与南园组一段火山岩有较低的 SiO_2(63.55)和 K_2O(2.89)，以及较高的 TiO_2、FeO 和 MgO 有关。说明岩浆成分有从中性向偏碱性方向不均匀演变的特征。反映了地壳不断加厚、不断增生、不断成熟的过程。而岩浆化学成分的两个激变期，可能是两次重要构造变动的表现，它们分别相当于晚侏罗世初(或中侏罗世末)和早白垩世末的两个构造幕，至于从南园组二段至早白垩世火山岩 SiO_2、K_2O/Na_2O 和 δ 值幅度不大的节奏性变化，也许代表了岩浆活动的次级旋回，以及挤压与拉张构造环境的交替。

(4) 东南沿海火山岩带从内陆向沿海方向，岩石化学成分也存在某些变异的特点，其总趋势是 SiO_2 增高，K_2O/Na_2O 和 K_2O/SiO_2 降低，反映了活动大陆边缘区火山岩的一般特征(图6, c、d、e)。

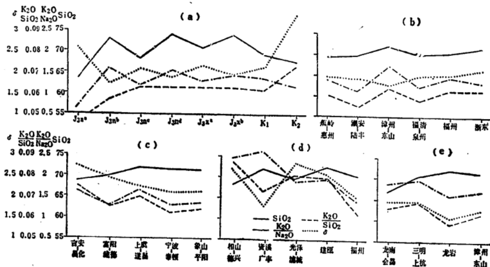


图6　华南地区中生代火山岩 SiO_2、K_2O/Na_2O、K_2O/SiO_2、δ 在时间上和空间上的变异曲线

Fig.6　Variation diagrem of SiO_2、K_2O/Na_2O、K_2O/SiO_2 of Mesozoic volcanic rocks of South China on time and space

(a)闽东地区晚侏罗—晚白垩世早期火山岩的变异曲线　(b)浙东—闽东—粤东地区火山岩的变异曲线　(c)浙西—浙东地区火山岩的变异曲线　(d)赣北—闽北地区火山岩的变异曲线　(e)赣南—闽南地区火山岩的变异曲线

(a) variation curve of volcanic rocks of eastern Fujian from Late Jurrassic to Cretaceous
(b) variation curve of volcanic rocks of eastern Zhejiang-eastern Fujian-eastern Guangdong
(c) variation curve of volcanic rocks of western Zhejiang-eastern Zhejiang
(d) variation curve of volcanic rocks of northern Jiangxi-northern Fujian
(e) variation curve of southern Jiangxi-southern Fujian

此外，我们从中也可以看到岩石化学成分与区域构造之间的某些联系，安吉—昌化、上虞—遂昌、相山—德兴、光泽—浦城、建瓯、三明—上杭等地区，火山岩的 δ 值以及相关的

表2　闽东地区中生代不同时期火山岩平均化学成分表

时代	地层	代号	样品数(个)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
白垩纪		K_2	7	67.77	0.49	14.90	2.71	0.62	0.08	1.17	1.33	4.21	4.97	0.11
		K_1	123	69.66	0.46	13.45	2.08	1.53	0.07	0.95	1.86	3.18	4.35	0.11
晚侏罗世	小溪组	J_3x^b	13	74.21	0.26	13.56	0.94	1.01	0.06	0.29	0.64	3.16	4.66	0.04
		J_3x^a	7	71.05	0.32	13.77	1.17	2.03	0.06	0.85	1.16	3.33	4.45	0.06
	南园组	J_3n^d	28	74.14	0.25	13.31	1.16	1.11	0.07	0.40	0.81	3.02	4.67	0.04
		J_3n^c	79	68.33	0.47	14.79	1.51	2.39	0.08	1.12	2.52	3.38	3.87	0.11
		J_3n^b	24	73.19	0.27	13.47	0.97	1.42	0.06	0.53	1.09	2.82	4.43	0.06
		J_3n^a	8	63.55	0.73	15.97	2.21	3.22	0.10	1.95	2.65	4.44	2.89	0.21
总计			285	71.03	0.43	14.12	1.71	1.75	0.07	0.92	1.84	3.30	4.31	0.10

时代	地层	代号	样品数(个)	K_2O+Na_2O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{SiO_2}$	$\frac{FeO}{MgO}$	$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$	δ	τ
白垩纪		K_2	7	9.18	1.18	0.073	0.53	0.81	3.40	21.81
		K_1	123	7.53	1.37	0.062	1.61	0.58	2.13	22.33
晚侏罗世	小溪组	J_3x^b	13	7.82	1.47	0.063	3.48	0.48	1.95	40.00
		J_3x^a	7	7.78	1.33	0.063	2.39	0.37	2.15	32.62
	南园组	J_3n^d	28	7.69	1.54	0.063	2.78	0.51	1.89	41.16
		J_3n^c	79	7.25	1.14	0.063	2.13	0.39	2.07	24.26
		J_3n^b	24	7.25	1.57	0.057	2.68	0.41	1.74	39.44
		J_3n^a	8	7.33	0.65	0.045	1.65	0.41	2.61	15.79
总计			285	7.61	1.31	0.061	1.90	0.49	2.07	25.16

K_2O/SiO_2值都相当高，δ值一般都在2.50以上，K_2O/SiO_2也出现0.75甚至大于0.80的高值。上述地区都在古构造隆起带上，其中安吉—昌化、相山—德兴地区位于江南古隆起带上，而其它地区则与斜贯于浙西南、闽西北的武夷古隆起带一致。这些古隆起带上，前寒武系广泛发育，在长期构造演化中地壳成熟度较高，半原地重熔岩浆成分留下了地壳组成的烙印。反过来，火山岩化学成分与区域构造之间的这种关系，也为重熔岩浆源的学术观点提供了重要的依据。

(5) 图6，b表示了浙东—闽东—粤东地区火山岩成分变异的情况，亦即在一个火山岩带内走向上的变化。由图可见，漳州—东山地区的几个化学参数都有明显的变化，SiO_2、K_2O/Na_2O和K_2O/SiO_2等值都有显著的增高，这种情况可能是反映了加里东阶段近东西向古隆起的存在，它从粤北向东或北东东延伸到闽南。

依上所述，可以认为东南沿海火山岩带的岩石化学成分特征，在总体上受活动大陆边缘构造发展的控制，其次则取决于北东东向和东西向晋宁期和加里东期古构造轮廓，而北北东向断裂带作为火山喷发的通道则影响到火山岩的产状和火山机构的展布，从而表现出火山岩有"东西分带、南北分块"的复杂面貌，在划分Ⅰ、Ⅱ级火山岩带（区）时，不能不予以重视。

4. 岩浆作用与板块活动的关系

许多学者认为，地壳中岩浆岩组合类型，以及它们在时间上和空间上的分布，主要取决于区域岩石圈所处的构造环境，以及壳幔的演化阶段。从宏观看，环太平洋岩浆岩带及其所属

区段东南沿海岩浆岩带沿亚洲东部活动大陆边缘区发育，这种空间分布特点，使人们十分倾信岩浆岩带是太平洋板块与亚洲大陆发生强烈构造作用的产物，而晚侏罗—早白垩世，作为大规模岩浆作用的时间，则是这种板块活动的主要时期。一些学者[2,3]曾讨论过这一阶段的大陆边缘性质问题，并明确指出，它有安第斯型大陆边缘的基本特征：东南沿海火山岩带组成陆缘火山弧，它的外侧面临太平洋，而其内侧并未出现弧后边缘海盆地。陆缘火山弧从闽浙沿海经东海西部而至朝鲜、日本，阻断了太平洋海水入侵。

但是，在岩浆活动的机制问题上，则存在不同的意见。多数学者强调太平洋板块的俯冲作用，用流行的磨擦热机制来解释岩浆岩源问题。我们认为，在考虑这个问题时，有几个重要的事实不能忽视：东南沿海岩浆岩带宽度很大，从赣西到浙闽外海，宽达600公里；在广大范围内岩浆成分富含碱质，化学组分与基底岩石关系密切，岩浆源主要来自地壳的重熔；控制岩浆岩产状、展布的北北东向区域断裂，多数属上地壳断裂。据此，对岩浆作用的过程作如下的推论：太平洋洋壳对亚洲大陆的冲撞、剪切，一方面使上地壳与下地壳间或上地壳内部发生广泛的层块滑动，地壳内温压体制发生急剧变化，从而在地壳的较深部位发生地壳的重熔，形成岩浆源；另一方面，北北东向的剪切错动，导致岩浆源的岩浆上升，出现大规模的侵入和喷出。近海地区构造活动较强，岩浆源层较厚，平移断层切割较深，岩浆作用较强。

四、晚白垩世（至早第三纪）的红盆地发育

晚白垩世，华南地区古构造的显著变化是大规模岩浆活动已经结束，以挤压、剪切为主导的构造环境，逐步转变为以张裂占优势的地动力条件，在广大范围内发育断陷盆地，其中被红层充填，浙西的衢江群，宁芜的浦口组、赤山组，粤北的南雄组等都是这阶段的沉积产物。

从古构造分析，华南各地区的红盆地发育不尽相同。华南东部以构造隆起为主，红盆地多属小型山间盆地，盆地沿断裂分布，形成串珠状排列，盆地发育时间短，以晚白垩世为主；华南西部地区以张裂拗陷为主，盆地规模较大，为中型盆地，盆地群主要分布在湘、赣两省的中北部和浙西、苏皖南部。隆起区和拗陷区之间的界线，大致沿绍兴—江山断裂带、赣江断裂带和四会—吴川断裂带延伸。

红盆地几乎都受区域断裂带的控制。盆地延伸方向与断裂走向一致，断裂往往发育于盆地的一侧，属箕状断陷式。盆地受断裂控制的一侧，由于同生断裂的活动，岩层厚度常可达2000—4000米，粗碎屑岩发育，多为砾岩、砂砾岩。盆地的另一侧，沉积稳定，厚度小，常见砂岩、泥岩。控制盆地发育的断层多为张性正断层，沿断层有角砾岩出现，在某些较大的断裂带附近还有伊丁石玄武岩和橄榄玄武岩的喷溢（如洞庭盆地、衡阳盆地）[16]。红盆地一般开始出现于晚白垩世早期，晚白垩世晚期为全盛时期，有些盆地，特别是张裂拗陷区内的盆地，则一直可延续到中始新世。

从总的来说，红盆地形成于拉张的构造环境。但到早第三纪之初，在湘、赣地区的红盆地中，出现了从拉张到挤压为主的转化，因而在这些盆地的边缘往往产生动力变质、挤压片理和逆冲断层，盆地内部也能见到冲断体，致使较老的岩层叠覆在红层之上[20]。区域应力的转变，导致红盆地趋于萎缩，以至消失。

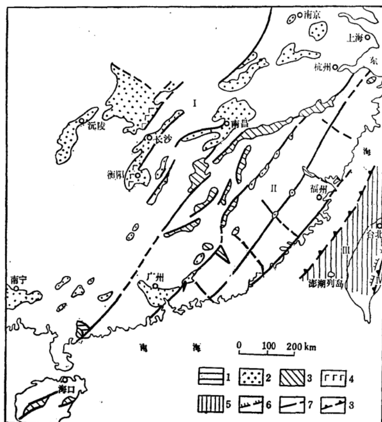


图7 华南晚白垩世（至早第三纪）盆地-古构造图

Fig.7 Basin-tectonic map of South China in Late Cretaceous (to Eogene)

1.早第三纪含煤盆地 2.晚白垩世一早第三纪红盆地 3.晚白垩世红盆地 4.玄武岩 5.地体 6.变质带 7.断裂带 8.地体缝合带

I.华南西部坳陷带 II.华南东部隆起带 III.台湾西部地体 IV.台湾东部地体

1. Eogene coal basins 2. Late Cretaceous-Eogene red basins 3. Late Cretaceous basins 4. basalt 5. terranes 6. metamorphic zones 7. fracture zones 8. suture zones of terrane

I. down-warp zone of western South China II. up-lift zone of eastern South China III. western Taiwan terrane IV. eastern Taiwan terrane

这期间华南东部的大陆边缘亦有新的发展，最重要的事件是开始出现沟、弧、盆体系的雏形，大陆边缘向西太平洋型演化。在流行的模式中，把台湾纵谷断裂带看作是地壳消减带，断裂带南端有蛇绿岩和混杂堆积产出；台湾中央山脉的大南澳群变质岩系被作为岛弧隆起带，86和33百万年两个同位素年龄则相当于晚白垩世和第三纪中期的两次板块活动；台湾西部广泛发育的早第三纪海相沉积（白冷组、西村组、新高组），代表弧后盆地的沉积组合。但是这种模式还存在一些难以解释的现象：

其一，在台湾中央山脉迄今未发现白垩纪至早第三纪岛弧火山岩组合，现存的中新一始

新统浅变质岩系，也均以海相碎屑岩沉积为主，包括石英质砂岩、粉砂岩、页岩（板岩、千枚岩），夹灰岩透镜体；

其二，台湾西部构造总体表现为一系列向西逆冲的叠瓦状断层系，平面上形成向西突出的弧形构造。这种特征似乎解释为台湾西部地体拼贴到大陆边缘时，地体冲撞作用所产生的褶皱冲断系更近于实情；

其三，地震资料表明，台湾多发生浅源的和中源的地震，未记录到深源地震，而且自台湾海峡向东震源深度增大，这些特征与其它岛弧相比有明显的不同。地壳消减作用似乎不发生在台湾以东的洋壳，而出现在西侧的陆壳。

此外，包括中央山脉在内的台湾西部地区，在地质构造上与闽浙沿海有显著的差别。这样，把台湾西部视为增生到中国东部大陆边缘的外来地块不是没有理由的。由于台湾地质构造与菲律宾和巽它诸岛有许多可以类比的地方，我们不妨作出这样的推断，它是从该区向北移植而来。

台湾纵谷断裂以东的海岸山脉，中新—渐新统由都峦山组、奇美组的巨厚的安山岩、安山集块岩、角砾岩组成，含有孔虫化石，与台湾西部同时代地层相比，岩性迥然不同。因此，台湾东部海岸山脉可能是另一个外来地体，依其岩石组合特征判断，似应属于海底山和岛弧的块段性质。

结　　论

1．华南地区的重、磁地球物理场大致勾绘出它在中、新生代的深部构造轮廓，其中最突出的是四条北北东向的区域重力梯度带或异常带所反映的深部构造，它们与地表的许多地质构造特征是一致的。大陆边缘构造的格局，主要区域断裂带的延伸，热-动力变质带的展布，火山喷发带的分布以及断陷盆地的发育，都与北北东向的构造有密切的关系，可见地表构造是受区域深部构造控制的。华南地区东西向和北东东向的重力梯度带并不占主导地位，它们经常受到北北东向重力梯度带的干扰，可能是前中生代构造带的反映。南海北部陆架的北东向和北东东向构造，则与南海在较晚时期的扩张作用有关。

2．华南地区在燕山阶段发育了三个世代的盆地，即早—中侏罗世盆地、晚侏罗—早白垩世盆地和晚白垩世（至早第三纪）盆地。这三个时期的盆地在盆地类型、沉积建造、构造特征，以及盆地形成的地动力环境都很不相同。早—中侏罗世盆地以拗陷盆地为主，盆地中时见含煤建造，形成于相对稳定的构造环境；晚侏罗世—早白垩世盆地，以火山盆地为特征，发育以火山岩、火山碎屑岩为主体的火山岩系，盆地的形成与断裂活动关系密切，特别是与陆缘带断裂的大规模左行平移活动有关；晚白垩世（至早第三纪）盆地多属断陷盆地，发育红层建造或含盐建造，形成于区域性的张裂构造作用。总之，华南地区盆地的世代交替与区域构造演化的过程是一致的。

3．华南地区燕山期岩浆活动十分广泛，这是华南古构造演化中的重要事件。岩浆岩在空间上分布的特点表明，岩浆作用与太平洋板块对亚洲大陆东部的构造活动有关，也可以说晚侏罗世是大规模板块活动的时期。这次热事件所代表的深成活动是地壳演化中的重要表现形式，重熔作用使地层成层性遭到破坏，地壳组成向均一化发展，构造裂缝得以弥合，固结程度得到加强，地壳进一步增厚。

沿海地带燕山期的岩浆岩，无论是侵入岩还是喷出岩，都以中酸性类为主，分布之广，体积之大，很难以上地幔玄武岩浆的分异来解释，许多学者根据岩石化学、微量元素及 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值的特点，确认岩浆岩与重熔作用和交代作用有关。大量岩石化学成分的统计表明，火山岩成分与被重熔的基底物质组成有关，由此，我们可以通过不同成分的火山岩的展布状况，推断晋宁期和加里东期的古构造。区域断裂是岩浆岩活动的通道，因而岩浆的形态特征和产状特征反映了区域断裂的展布方向和活动时间。

4．华南东部是亚洲东部大陆边缘的组成部分，从华南东部陆缘带地质构造的分析，大陆边缘的演化是相当复杂的，它可能经历过早—中侏罗世的被动大陆边缘，晚侏罗—早白垩世的安第斯型大陆边缘和晚白垩世（一早第三纪）的岛弧型大陆边缘三个演化阶段，这三个阶段的出现是大陆边缘区地球动力条件不断变化的结果，与华南大陆地区三个世代盆地的演变过程是协调一致的。

5．有关太平洋与亚洲大陆东部构造作用的运动学、动力学及其机制的问题有待进一步研究和探索。不过，应该指出，目前流行的太平洋板块潜没于亚洲大陆板块的模式，不能对亚洲东部大陆边缘的复杂演化过程作出圆满的解释，而地体的增生作用和分散作用在西太平洋陆缘带的演化中有不可忽视的影响。

参考文献

〔1〕黄汲清指导，任纪舜、姜春发、张正坤、秦德余执笔，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社。
〔2〕王鸿祯、杨森楠、李思田，1983，中国东部及邻区中、新生代盆地发育及大陆边缘区的构造发展.地质学报，57卷，3期。
〔3〕郭令智、施央申、马瑞士，1983，西太平洋中、新生代活动大陆边缘和岛孤构造的形成及演化。地质学报，57卷，1期。
〔4〕中国地质科学院主编，1982，中国地层(1)，中国地层概论，地质出版社。
〔5〕韩德馨、杨起，1980，中国煤田地质学（下册），煤炭工业出版社。
〔6〕朱夏，1983，试论中国中新生代油气盆地的地球动力学背景，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社。
〔7〕李思田、李宝芳、李祯、黄家福，中国东部中新生代聚煤盆地的演化，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社。
〔8〕李根坤、李昌泽、宋彩珍、林文生、郭烈光，1983，福建沿海中生代变质带的变质作用特征，中国区域地质，3辑。
〔9〕赵明德、张培垚，1983，浙江板块构造初探，地质学报，57卷4期。
〔10〕张德全、孙桂英，1980，中国东部中生代岩浆岩的化学成分特征及其与基底变质岩成分的关系，《国际交流地质学术论文集》(2)，地质出版社。
〔11〕邱家骧、王人镜、王方正、李昌年，1981，长江中下游中生代火山岩岩石化学特征及成因分析，地球科学，1期。
〔12〕翁世劼、黄海，1983，中国东南部侏罗—白垩纪板块构造活动与相关的岩浆活动，地质学报，57卷2期。
〔13〕莫柱孙、叶伯丹，1980，南岭花岗岩地质学，地质出版社。
〔14〕南京大学地质系，1981，华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系，科学出版社。
〔15〕徐克勤、胡受奚、孙明志、张景荣、叶俊，1983，论花岗岩的成因系列—以华南中生代花岗岩为例，地质学报，57卷2期。
〔16〕张用夏、杨华，1983，中国附近海域航空磁测及区域构造特征．中国科学(B)，4期。
〔17〕吴萍、杨振强，1980，中南区白垩纪至第三纪地层对比及构造发展特征，地质学报，54卷1期。
〔18〕刘训、许志琴、黄怀曾，1981，中国东部白垩—早第三纪盆地构造发展的某些特征，《中国及其邻区大地构造发展的某些特征》，地质出版社，

〔19〕储澄，1983，湖南白垩第三纪盆地的成生与发展，《中国中新生代盆地构造和演化》，科学出版社。
〔20〕朱志澄、纪克诚、樊光明，1982，我国南方某些红盆地中楔状冲断体初探，地球科学，1期。
〔21〕全国同位素地质年龄数据编纂小组，1975，全国同位素地质年龄数据汇编，第二集，地质出版社。
〔22〕全国同位素地质年龄数据编纂小组，1983，全国同位素地质年龄数据汇编，第三集，地质出版社。
〔23〕Hilde, T.W.C.Uyeda, S., Kroenke L.1977.Evolution of the western Pacific and its margin. Tectonphysics, Vol. 38, No. 1—2.
〔24〕Wu. F. T., 1979, Recent tectonics of Taiwan geodynamics of the western Pacific. AEPS, 6, Japan scientific societes, Press Tokyo.
〔25〕Jones, D. L., Cox, A., Coney, P., Beck, M., 1982, The growth of western North America, Scientific American, Vol. 247, No. 5, P. 70—84.
〔26〕Jones, D. L., Howell, D. G., Coney, P. J., Monger, H. W. H., 1983, Recognition, Character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America, Journal of geological education, Vol. 31, No. 4, P. 295—303.

THE PALEOTECTONIC FEATURES OF SOUTH CHINA IN YANSHAN STAGE

Yang Sennan You Zhendong Du Guoyun

Abstract

Jurassic and Cretaceous, so called Yanshan stage, mark a new period of tectonic evolution after Indosinian movement in South China and its continental margin.

By means of analysis of gravity anomaly in South China, we can schematically recognize the deep structure framework in Mesozoic and Cenozoic, which can be divided into four NNE-trending regional gravitational gradient belts, namely: Wuling Mnt, Ganxi-Yuebei, southeast coastal area and eastern Taiwan. Many ground geological features agree well with it, including the tectonic belts of continental margin, regional fracture, thermo-dynamic metamorphism, magma activity and down-faulted basin, that almost extend in NNE-trending. The others are in E-W or NEE-trending, such as Ganzhong-Zhexi and Nanling Mnt, but they are not very important, and generally limited and reformed by NNE-trending belts, that probably reflects the Premesozoic tectonics. The NE and NEE-trending tectonics in northern shelf of South China Sea may be related to the expanding of marginal sea in latter period.

Three generation basins developed in Yanshan stage, they are obviously different in their pattern, depositional formation, structure feature and kinetic circumsatnces, Early-Middle Jurassic basins are characterized by

downwarping types, coal-bearing formation and stable tectonic condition; late Jurassic-early Cretaceous basins show the features of volcanic type, association of eruptive rock and larg scale strike-slip faulting; and late Cretaceous (-Eogene) basins are different both in down-faulted type, saltbearing red bed formation and tensile tectonic setting. It is obvious that, the three generation alternation of the basins indicates the evolutional process of regional tectonics.

Profuse magmatic activities are one of the major characteristics in South China from late Jurassic to early Cretaceous. The distribution of magmatic rocks in space and the variation of its composition show that, magmatism is related with tectonic activities between the Pacific and Eurasia plates. A statistics of numerous petrochemical data shows that, chemical composition of volcanic rock is related to remelted basement material, from which, therefore, the late Precambrian and Caledonian paleotectonics can be inferred.

The eastern South China is a part of the continental margin in East Asia. Its tectonic evolution are quite complicated, and may have underwent three stages, such as passive continental margin in early-middle Jurassic, Andes type in late Jurassic-early Cretaceous and west Pacific type in late Cretaceous(-Eogene), which are resulted from the sequential changes in kinetic setting in west Pacific.

The kinematic and dynamic mechanism of tectonic processes between Pacific and eastern Asia, however, remain to be elucidated. But, it may be pointed out, the current model that the subduction of Pacific under Asia can't completely explain the complex evolution of continental margin, and the accretion and dispersion of terranes are more desirable in explaining the facts occurred in that region concerned.

福建建瓯群某些变质岩岩石学特征及其地质意义

游振东　　杨森楠

建瓯群为闽中闽北广泛出露的变质岩系。长期以来对该岩系的时代归属、地层划分，建造性质等方面有不少争议。争议焦点在于：建瓯群是前寒武纪还是后寒武纪？建瓯群内部应如何进行划分？建瓯群是否存在蛇绿岩套等问题。

1982年8月笔者等在闽北队龚世福、宗淳虎等同志帮助下，先后对邵武长坪至麻沙和建瓯的大凤至迪口一带建瓯群作了重点野外观察。在野外及室内研究的基础上，对长坪砾岩的性质、龙北溪组与迪口组的关系、龙北溪组变质火山岩的地球化学和构造环境等问题提供了论证。主要成果报导如下：

一、长坪砾岩的性质

在邵武的长坪一带，有一层变质砾岩位于建瓯群片麻岩之上，一般认为是震旦系与前震旦系的分界。据我们观察，在长坪一带砾岩与上覆震旦纪黑云变粒岩界限不清，但大致作北东走向分布。

砾岩为灰黑色，变质轻微，砾石与基质清楚可辨，砾石:基质≈1:4—1:3（体积）、砾石多棱角状，粒度2—50毫米，无粗细分选现象。大部分砾石为石英集合体，外表糖粒状。镜下可见多数石英砾石内石英晶粒显示稳定共生的结构特点：界面平直，有部分石英颗粒三结点上两面角近120°。但也有具缝合线状接触界面者（图版Ⅰ，图1），砾岩呈棱角状（图版Ⅰ，图1左边），有的砾石受构造破坏而有碎裂、错动等现象。胶结物已变质为白云母、黑云母及细粒石英的集合体，不显示定向排列。

粉碎岩石，剔除砾石，选取胶结物作X光粉末衍射，可见白云母$d_{(002)}d_{(060)}$等特征性谱线，其中$d_{(060)}=1.515$，即$b_0=9.090$，较一般b_0值要大些，可能与寄主岩富含SiO_2有关。

胶结物中还常见较粗粒的石英碎屑，粒径约0.007—0.01毫米，甚至更粗。这些石英碎屑呈稀疏分布，晶粒无磨圆现象，分选差，因此砾岩应属“由杂基支撑的多峰式”单成分砾岩。其形成环境类似于冰碛。在固结后，受到变形、碎裂和错断。

砾岩上覆地层白云母石英片岩中，白云母有极明显的扭折带（图版Ⅰ，图2），是韧性变形与脆性变形间的过渡现象。考虑白云母石英片岩与长坪砾岩属同期变形，只是机械性质上不同，因此显出此种韧性程度不同的形变。

1984年3月，作者访问美国期间，在伯克利加州大学地质及地球物理系H.R.Wenk教授指导下，用Jeol-100型透射电镜观察变质砾岩的基质部分。证实其主体成分为云母和石英。石英为粒状，其中可见少量位错线，结合前述岩石中所出现变形特征，说明岩石形成的最终阶段韧性变形起相当重要的作用。

二、迪口组变质作用特征

迪口组变质岩分布于建瓯迪口、东游一带。位于整个建瓯群分布区的东部，由黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、角闪斜长片麻岩等组成，岩石中表现有强烈的混合岩化作用。

从迪口镇前河边直至可建村南约500米的公路边上，这一带迪口组变质岩受到强烈的混合岩化，长英质脉体沿片理贯入构成各种条带状混合岩，而且后期有黑云母伟晶岩脉穿插，关系十分复杂（图1）。

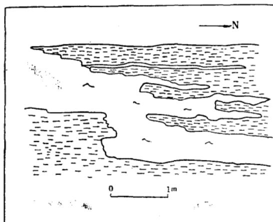


图1　迪口公社河边黑云母斜长石质条带状混合岩被后期伟晶岩脉所穿切

Fig.1　Biotite-plagioclase layered migmatite cut by pegmatite veins near Dikou

从可建村南的混合岩露头(图2)可以看出混合岩化变质岩主片理走向NE20°向北西西作中等角度倾斜。北东20°为区域代表性走向。残留体岩性为黑云斜长片麻岩，黑云母因混合岩化而相对富集，从黑云母的排列可以看出原来岩石具复杂的褶皱样式甚至断裂。

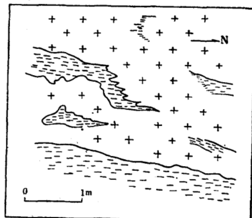


图2　可建村南的混合岩中的褶皱样式

Fig.2　The folding style in biotite plagioclase migmatite tothe south of Kejian village

镜下观察黑云斜长片麻岩，主要矿物组成如下：

黑云母	30%	白云母	10%
斜长石	33%	钾长石	10%
石　英	15%	副矿物	2%

局部含有矽线石团块状、透镜状集合体（图版Ⅰ，图3）。

黑云母　棕褐色有较强多色性：Ng=Nm=深褐，Np=浅黄，含褐帘石，锆石等米粒状含放射性元素的包裹物（长径约0.2毫米）。因此在这些包裹物的周围，黑云母有明显的多色性晕。黑云母按晶习可分两种：一种具有完好（001）晶面，晶片大者可达1—2毫米，有波状消光；另一种是海绵状棕绿色黑云母（约占黑云母总量5%），晶片细小，无明显的晶

形，常见于大片黑云母的间隙，或矽线石集合体的周围。它与细粒磁铁矿、白云母等共生，很可能是晚期退变质阶段的产物。

白云母亦有两种晶习：一为具完整（001）晶面的白云母片；另一种为形态不规则的鳞片状集合体，常呈放射状，它们是原矽线石的假像交代产物。

矽线石　纤维状集合体，长0.5—1毫米，肉眼不易识别，常嵌在黑云母中，但周围被白云母及海绵状黑云母所围绕。有些薄片中见全部被白云母所替代（图版Ⅰ，图4）。

斜长石　粒状，0.4—0.8毫米，颗粒形状略呈浑圆，且限制了黑云母，暗示是原斜长石磨圆晶屑的残留物，据此推测黑云斜长片麻岩可能代表建瓯群发育早期的碎屑沉积。

钾长石　常见混浊晶体，有时呈交代体出现。

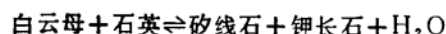
石　英　粒度0.4—0.8毫米，颗粒界面平直显稳定共生结构特征，晶粒中常含少量磷灰石及毛发状金红石包裹物。

据上述，可归纳其变质矿物形成顺序如下表（表1）：

表1

矿物名称	变质作用	混合岩化	后期变形	蚀变
黑云母（大片）	——————		弯曲，波状消光	
黑云母(海绵晶)	- - -	———- - -		
黑云母	- -	——————		
矽线石	——————			白云母化
斜长石	—————			
钾长石	- - - - -	——————		高岭土化
石　英	——————	——————		

片麻岩中矽线石、钾长石的共存，说明存在如下变质反应：


白云母＋石英⇌矽线石＋钾长石＋H_2O

当压力为0.2Gpa情况下，其温度为620℃±，是高角闪岩相的典型变质反应。在后期混合岩化作用中，矽线石不稳定，由于钾活度的升高，矽线石可能重新白云母化。

迪口组另一类常见岩石为斜长角闪岩，多为中细粒普通角闪石和斜长石所组成，它们可能是建瓯群发育早期的基性岩浆岩。

三、龙北溪组变质岩岩石学

龙北溪组岩石可分为三个岩性段：下段由黑云斜长片岩、云母石英片岩及黑云钠长石英片岩等所组成；中段由钠长绿帘绿泥片岩等及少量白云岩、石英岩和滑石片岩等所组成；上段为云母石英片岩，绿帘阳起片岩，有些地区夹石墨片岩，局部见透闪石大理岩等，总厚度大于3000米。

图3为龙北溪至迪口信手剖面中2—7层，概略表示了龙北溪组发育的情况。

一般认为龙北溪组及其上大岭组主要为海相变质火山岩系，变质程度不深，为绿片岩相，属细碧角斑岩系列，从迪口龙北溪向南到夏道一带逐渐向正常钙碱性系列演化。从地理分布上看从北到南，岩浆活动有逐渐减弱之势，火山岩类型以凝灰岩为主，熔岩较为少见。

根据龙北溪—迪口剖面及赤溪水电站一带的观察，各主要岩系岩石特点如下：

1．底部碎屑岩系

竹州砾岩及其以南的增修黑云斜长片麻岩、墨田二云石英片岩等，可以看作底部碎屑岩系（相当于图3中2和3层）。

竹州砾岩

黄白色，角砾状结构。肉眼可以看到石英长石及其它浅色岩屑，露头仅见于竹州村附近，因此对其属性有争议。

从露头情况看为一层状岩系，岩石中胶结物：砾石≈1:1。砾石为次棱角状。成分为石英、长石及酸性火山岩屑。在正交镜下可以识别出火山岩岩屑中的石英斑晶(图版Ⅰ,图5)。

胶结物无显著片理化，保持块状构造的特点。据其中火山物质含量较高，判断为火山角砾岩。

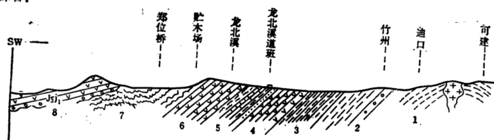


图3　龙北溪迪口一带地质剖面图（比例尺约1:5万）

Fig.3 A sketch profile along Dikou-Longbeixi (scale 1:50,000)

1.迪口组：黑云混合片麻岩　2—7.龙北溪组：2.竹州砾岩　3.二云石英片岩、白云钠长变粒岩　4.钠长绿帘绿泥片岩　5.白云岩、硅质岩　6.钠长阳起绿泥片岩　7.白云母石英片岩夹石墨片岩　8.焦坑组（J_3j1）砾岩

1.Dikou group: biotite migmatitic gneiss 2—7. Longbeixi group: 2.Zhuzhou conglomerate 3.biotite quartz schist and muscovite leptite 4.albite epidote chlorite schist 5.dolomitic marble and metacherts 6.albite actinolite chlorite schist 7.mutcovite quartz schist inter—calated with graphite mica schist 8.Jiaoken formation (J_3j1) conglomerate

星田二云母石英片岩（图3第3层下部）

鳞片花岗变晶结构。主要组成：白云母（15%）黑云母(10%)，无双晶酸性斜长石(25%）和石英（50%）。白云母和黑云母呈平行排列，岩石显示完好的片理。片理之间主要由石英及少量无双晶斜长石晶粒所构成。石英晶粒间显示稳定共生的结构，斜长石常较浑浊，出现于石英晶粒的三结点上。

颗粒较大的石英晶粒（1毫米左右），常显示波状消光，消光带斜交于片理呈60°角，而较小颗粒则无任何波状消光现象。说明大晶粒属于早期变余残晶，小颗粒则是在原来粗大颗粒形变之后重结晶生成的。

原先曾把星田二云母石英片岩归入迪口组。根据上述岩石特征和岩系中无混合岩化现象，考虑以划入龙北溪组下部为宜。

2．变质火山岩系

可分两大类：一为酸性岩系；另一为基性岩系。

酸性岩系

以白云钠长变粒岩为代表。（图3第3层上部）浅色、细粒、略有片理。镜下显示变余斑状结构，由极细小白云母、钠长石、石英等组成基质。中夹少量条纹长石变余斑晶，有些薄片中为无格微斜长石，粒度1—2毫米。斑晶：基质＝1:10（图版Ⅰ，图6）。变余斜长石斑晶断面形态为长方形，有受挤压而出现的砂钟状碎斑（图版Ⅰ，图7）。基质受挤压后，石英晶粒普遍拉长，说明岩石有后期受压的历史。

沿片理有钠长绿帘石脉的贯入，钠长石有时垂直脉壁作梳状生长。另外，岩石中偶见阳

生关系，然而绿片岩相的变质并不是细碧角斑岩的充要条件。

从岩石化学上看，变质火山岩系含钠虽然较高（部分样品 $Na_2O>4\%$），但多数化学分析结果在 De La Roche（1968）提出的 Al-K-Na 图解上却不投入典型细碧岩区，而投在一般玄武岩区附近。

从野外观察，这些岩石呈厚薄不等的层状而尚未有典型的枕状岩流发现。因此，本区变质火山岩是否为典型细碧角斑岩系还值得再做深入的研究。

岩石化学、微量元素和稀土元素的分配有利于说明这套火山岩系可能存在钙碱性系列和拉斑玄武系列。陶忠耀等曾提出本区基性火山岩系可与日本东北岛弧火山岩对比，并指出其构造环境相当于具有较厚大陆壳的成年期岛弧[2]。根据火山岩系的岩石化学、地球化学特征，龙北溪组似应代表岛弧或大陆边缘的变质火山岩系。据岩系中 Rb/Sr 比，推断该区古地壳厚度已达 20—30 公里。

5．与华南其他地区的对比：建瓯群向北东方向延伸进入浙江省境内，相当于陈蔡群，其变质时代，岩系发育的特征与建瓯群颇为相似。广东、广西交界的鹰扬关地区，也有震旦纪变质火山岩，其中细碧岩 SiO_2 51.69—52.92%，Na_2O 3.19—7.08%，K_2O 0.25—2.88%；角斑岩 SiO_2 53.23—65.20%，Na_2O 0.1—6.98%，K_2O 0.27—5.92%，与本区相应岩系相比含 SiO_2 较高，K_2O，Na_2O 变化幅度较大，这些资料说明震旦纪火山岩系的发育，不是建瓯群所特有。他们活动时代大致相同，岩系类型和构造环境基本类似。它们应是华南震旦纪大陆边缘型地壳构造发展的产物。

参考文献

〔1〕 福建省地质局三队，1980，闽北前震旦纪建瓯群细碧角斑岩系的发现及其特征，地质论评，第 6 卷，第 3 期。

〔2〕 陶忠耀、方如健，1982，闽北迪口大凤地区建瓯群变质岩原岩类型及岩相建造特征，福建地质，第 1 期。

〔3〕 水 涛、徐步台等，1982，中国东南沿海古变质基底年代学及构造格局，浙江地质科技情报，第 1 期。

〔4〕 Condie, K., 1976, Plate tectonics and crustal evolution Pergamon Press Inc.

〔5〕 Boillot, G., 1981, Geology of the continental margins, (translated by Alwyn Scarth from Masson 1979).

〔6〕 中国地质学会岩石专业委员会分类命名小组，1984，火山岩的分类和命名，岩石矿物及测试，第3卷，第 4 期。

〔7〕 宗淳虎，1984，闽北建瓯群绿色片岩的主要原岩类型及其鉴别，岩石矿物及测试，第 3 卷，第 4 期。

〔8〕 郭永志、李上森译，1980，太古代绿岩带及其矿产（P.194），地质出版社。

图 版 说 明

1．长坪砾岩　图示棱角状砾石及其胶结物，正交偏光，视域长边 2.8 毫米（下同）。2．长坪震旦系白云母石英片岩，白云母扭折，正交偏光。3．可建矽线石钾长片麻岩，矽线石纤状集合体，边缘为海绵状黑云母，单偏光。4．同上，矽线石被白云母所替代，正交偏光。5．竹州砾岩，砾石为石英斑岩，单偏光。6．龙北溪道班白云母钠长片岩，钠长石变余斑晶，正交偏光。7．龙北溪组白云母钠长片岩，钠长石变余斑晶破裂呈砂钟状，正交偏光。8．赤溪绿帘岩，变余杏仁构造，正交偏光。9．赤溪变质基性凝灰岩，塑性变形岩屑，由绿泥石和绿帘石所组成，单偏光。10．龙北溪道班钠长阳起片岩，钠长石变余晶屑，正交偏光。11．赤溪钠长绿泥片岩，钠长石条片状晶体排列紊乱，正交偏光。12．赤溪钠长绿泥片岩，钠长石变余晶屑形状不完整，正交偏光。13．龙北溪道班钠长绿泥片岩，钠长石变余晶屑可能

阳起石 无色至浅蓝绿色，Ng＝浅绿，Np＝无色，$C\wedge Ng=10°—15°$，呈纤状集合体，有时呈明显假像交代透辉石，有时呈不规则毛毡状结构集合体，中间嵌以少量绿帘石，有时呈单独晶体，弯曲而有波状消光。

经费氏台测定 （－）$2V=76°$，$C\wedge Ng=10°$

绿帘石 无色至浅黄，干涉色高。一般为不规则粒状，在某些交代的绿帘石岩中，绿帘石含量高达90%，分粗细两种，粗粒柱状集合体常见于杏仁体或其他缝隙的核心部分，这种绿帘石常常是环带状的，外围富铁呈浅黄色，中心贫铁色浅。（－）$2V=70°—84°$。而细粒绿帘石多构成杏仁体等外围圈层（图版Ⅰ，图8）。

绿泥石 为片麻状集合体，正交偏光下具褐色或墨水蓝，有时呈灰色。在赤溪剖面南端的绿泥片岩中，绿泥石和细小的绿帘石集合体组成了长2—3毫米、宽0.5毫米的微微弯曲长条形条片，有的拉断呈小团块（图版Ⅰ，图9），其中绿泥石具褐色异常干涉色，而绿帘石在单偏光下呈浑浊，尘点状集合体。从形态上判断，这类条片，可能是另一基性岩屑变质的残余。除此之外，绿泥石还出现于某些杏仁体内。

表2

颗粒	T·A			双晶律	号码
	∧Ng	∧Nm	∧Np		
①	12°	74°	85°	T·A⊥cp_{12} 面律(010)	An=2.5
②	73.5°	18°	83.5°	T·A在cp_{12}上轴律 卡双晶〔001〕	An=2—3

钠长石 多呈0.4—0.5毫米的长条状或卵圆形晶粒，清亮具卡双晶或聚片双晶，平行片理或与片理作一交角（图版Ⅰ，图10）。费氏台上用双晶法测定斜长石牌号，其结果如下（表2），测定结果说明，本区钠长石牌号很低。

镁铁质岩石中钠长石不同的形态，可能暗示其形成条件之不同，有些钠长石是条片状的，晶粒排列很紊乱，这可能是原基性熔岩变质后所残留的（图版Ⅰ，图11）；有些钠长石、晶形很不完整，它们可能是变余晶屑（图版Ⅰ，图12），说明原岩可能为凝灰岩。另一部分呈浑圆形状，可能是经过搬运后再沉积下来的（图版Ⅰ，图13），应属于沉凝灰岩[6]。变质过程中，这些钠长石保持了原有的晶形，少数钠长石具有不规则的晶形，并有绿帘石包裹物呈残缕结构，其排列保持了原岩中的片理，这部分钠长石应是绿片岩相变质作用中重结晶的钠长石变晶（图版Ⅰ，图14）。

表3

原岩	矿物成分	龙北溪组（绿片岩相）	迪口组（角闪岩相）
泥质岩（长英岩）	斜长石	钠长石 ——————	斜长石 ——————
	白云母	——————- - - - -	- - - - -
	钾长石	- - - - -	- - - - - - ——
	矽线石		——————
	黑云母	- - - - - -	——————
	石英	——————	——————
基性岩	斜长石	钠长石(An_{38}) ——————	斜长石 ——————
	绿帘石	——————	
	绿泥石	——————	
	角闪石	阳起石 ——————	普通角闪石(绿) ——————
	黑云母	——————	
	石英	——————	——————
碳酸盐岩	滑石	——————	?
	透闪石	——————	
	绿帘石	——————	
	透辉石	——————	
	方解石	——————	
	白云石	——————	

在镁铁质岩石中石英含量较低，一般在5%左右，它们多半呈长条状压扁晶粒出现，多具波状消光，有些薄片中见其中有发状金红石作为包裹物。

3．变质泥质岩

以钠长白云母片岩为代表。（图3第7层）

见于龙北溪西南郑位桥附近，不整合于侏罗纪焦坑砾岩之下。岩石主要由白云母所组成，形成极为复杂的显微褶皱构造及褶劈构造，而岩石中原有的钠长石则呈碎斑，经过滚动，被镶嵌于显微褶曲的转折部（图版Ⅰ，图15），而原岩中少量石英则呈析出条带与白云母一起发生褶皱。

4．变质碳酸盐岩

以各类大理岩为代表。见于龙北溪组的中上段。在迪口至龙北溪剖面上，它们呈层状与石英岩、滑石片岩等共生；而在赤溪剖面，它们呈1—2米长的团块夹在绿帘岩中，可能是早期片岩中的构造透镜体，在绿帘石化过程中被保留下来的。

镜下观察，大理岩由不同粒度的方解石所组成。大部分为细粒（0.2—0.3毫米）无双晶或少双晶方解石，另有30—40％为粗粒（1.5—2.0毫米）的卵圆形晶粒，有清楚的聚片双晶，双晶纹有弯曲和扭折现象。

这些现象说明了岩石的形成历史：先期结晶的较粗粒大理岩，后受到强烈的挤压变形，使之发生碎裂，粉碎物质因退火而重结晶为无应变小晶粒，而未遭粉碎的粗晶方解石则出现机械双晶和扭折。

利用X′光粉晶衍射，发现多数样品具方解石的特征谱线，$2\theta=28.6719—29.4219$，相当于方解石$d_{(104)}$面网。龙北溪道班附近的带状白云岩，X′光粉晶衍射出现白云石，利用Tennant和Berger（1957）图解，据$d_{(104)}$和$d_{(113)}$强度比求得白云石含量约为65％。

5．钙硅酸盐岩石

主要为绿帘透辉大理岩。出现于赤溪电站一带，成褶皱复杂的条片夹于云母片岩中，有时则见阳起石片岩和钩状褶皱残留体夹于绿帘石岩层内。

镜下有透辉石团块聚晶，其中有简单双晶（图版Ⅰ，图16），有时纤状阳起石沿解理交代透辉石直至完全取代成为假像。

综上所述，龙北溪组各主要类型岩石的变质矿物组合如下：

泥质和长英质：白云母＋石英＋钠长石（或酸性斜长石）。

基性和镁铁质：（1）阳起石＋绿帘石＋绿泥石＋黑云母＋钠长石（An_{2-5}）± 石英；（2）绿泥石＋绿帘石＋石英。

钙质和钙硅酸盐岩石：（1）方解石；（2）阳起石＋方解石；（3）透辉石＋绿帘石＋方解石。

基性岩中绿帘石、绿泥石的出现，标志着本区绿片岩相的变质作用与迪口组有显著的不同，如将迪口组角闪岩相变质矿物组合与龙北溪组绿片岩相变质矿物组合作一对比，则如表3所示。

据文献资料[7]，龙北溪组在有些地区可能出现绿帘角闪岩相变质作用，因此可以认为龙北溪组的变质属于中压相系，其变质作用的温度梯度约在16—25℃/公里之间。

龙北溪组在岩石组合上具碳酸盐岩和变质硅质岩，据此推断原岩的形成可能属水下喷发环境，熔岩中气孔少而小，凝灰岩是火山碎屑岩中主体岩石类型，说明当时水深较大，气体不易逸出。

龙北溪组岩石普遍有变形迹象，使之原生流动构造，甚至一些枕状构造等可能受破坏，因而难以识别。

四、龙北溪组变质火山岩的地球化学与古构造环境

研究火山岩系岩石化学及地球化学特征以确定古构造环境，早在本世纪初已经开始。所谓“岩区”，看起来是个地理分布的概念，实际上已涉及大地构造环境。60年代以来，随着板块学说的兴起，火山岩系岩石化学、地球化学与构造环境关系的研究也愈加深入。尽管某些方法尚有争议，但作为一个岩系，地球化学信息显然不容忽视。基于此种考虑，我们选择了龙北溪组火山岩的主要元素，微量元素和稀土元素进行研究。

1. 主要元素

本区龙北溪组岩石虽然受到变质，但除个别有后期交代作用外，总体上看应认为是等化学的。根据龙北溪和赤溪剖面上选取的六个样品和宗淳虎同志所作的部分岩石化学全分析[7]，其结果可列于表4。

火山岩岩石化学一般按碱性指数A.R分为：钙碱性、碱性和过碱性等三个系列。据Wright（1969）所提计算方法1)，本区12个火山岩 A.R（碱性指数）=1.32—3.75（参见表4）.以这些数投绘于 Wright 所设计的 SiO_2:lgALK 图解，可以看出明显落入钙碱质范围内，因此似可推断龙北溪组变质火山岩系的基本属性为钙碱性岩系。

为了更详细了解火山岩系的岩石化学属性，以本区12个变质火山岩岩石化学全分析资料,求 AFM 值2)。并投绘于McDonald（1968）设计的图解(图5)，可以看出：12个样品

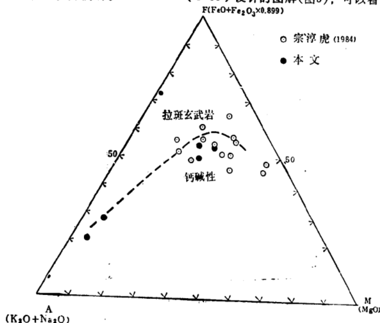


图5 龙北溪组变质火山岩的AFM投影

Fig.5 AFM plot for metavolcanics from Longbeixi formation

1）据 Wright $A\cdot R=\frac{Al_2O_3+CaO+(Na_2O+K_2O)}{Al_2O_3+CaO-(Na_2O+K_2O)}$ 式中氧化物为重量百分数

2）$A=Na_2O+K_2O$，$F=0.899\times Fe_2O_3+FeO$，$M=MgO$ 皆系重量百分数

表4　龙北溪组主要变质岩岩石化学全分析结果

样品号	岩　名	产　地	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	TiO_2	P_2O_5	MnO	灼失量	总　和	A·R (Wright 1969)
1	白云母变粒岩	龙北溪砖瓦厂	73.16	12.68	1.66	1.35	0.50	0.25	3.12	3.42	1.75	0.26	0.34	0.04	0.11		98.64	2.86
2	白云钠长变粒岩	皇地后村外	77.99	11.09	0.96	1.02	0.39	0.78	3.99	2.69	0.78	0.10	0.17	0.05	0.05		100.06	3.75
3	钠长绿帘绿泥片岩	龙北溪道班	58.47	15.68	1.54	2.71	3.64	7.00	5.39	2.27	0.49	0.73	1.93	0.25	0.13		100.23	2.01
4	钠长绿帘黑云片岩	赤溪水电站	45.23	14.07	4.73	10.66	6.05	7.56	3.13	3.22	1.68	0.19	2.70	0.39	0.26		99.87	1.83
5	阳起绿帘绿泥片岩	赤溪水电站	50.47	13.92	4.65	5.31	4.70	11.68	3.53	1.05	1.60	0.25	2.62	0.40	0.27		100.45*	1.43
6	钠长绿泥绿帘岩	赤溪水电站	49.36	10.14	7.92	6.08	6.69	8.93	2.96	1.50	1.70	0.70	1.65	0.28	0.17		100.19	1.47
7	钠长阳起片岩	东　岩	48.62	12.95	8.97	7.32	4.80	7.08	4.18	0.88	—	—	2.59	0.37	0.20	1.56	99.5	1.67
8	更长绿泥阳起片岩	张　坑	49.46	13.24	5.92	7.62	6.71	8.30	2.39	0.84	—	—	2.38	—	—	2.60	99.46	1.35
9	角闪斜长片岩	前　村	49.28	14.32	4.30	8.38	4.69	9.89	3.45	1.02	—	—	2.41	0.25	0.28	1.45	99.74	1.45
10	斜长角闪片岩	孔元头	48.87	14.19	2.13	9.28	7.64	9.74	2.04	1.31	—	—	1.34	0.10	0.32	2.07	99.41	1.32
11	角闪更长片岩	下　际	50.86	15.17	7.48	4.07	3.55	6.48	4.63	1.62	—	—	2.52	0.45	0.26	1.92	99.01	1.81
12	钠长绿帘阳起片岩	大　凤	53.17	12.56	6.75	6.04	3.98	7.38	5.12	0.75	—	—	2.66	0.28	0.20	0.78	99.67	1.83
13	岛弧安山岩平均值		57.3	17.4	8.1	—	3.5	8.7	2.63	0.70	—	—	0.58					
14	岛弧拉斑玄武岩		51.1	16.1	11.8	—	5.1	10.8	1.96	0.40	—	—	0.83					

* 包括S=1.62

资料来源：1—6：本文，武汉地质学院北京研究生部化分室（1983）；7—12：宗淳虎（1984）；13—14：Condie，K.（1976）

AFM 值分布大致与拉斑玄武岩分异趋势相一致，但样品大部分落在钙碱火山岩分布区而向图解的A端延伸。

McDonald 的 AFM 图中这条分异趋势线是据夏威夷近期火山岩化学资料做出的。本区变质火山岩投影点与之相似说明龙北溪组变质火山岩具备现代岛弧拉斑玄武岩的某些化学性质[8]。

贝克（1968）曾经指出：岛弧火山岩系列是拉斑玄武岩和钙碱性系列之间的过渡类型，以本区部分化学分析资料投绘于 Barberi（1974）所设计的大陆边缘与岛弧区火山岩化学分类图解（图6），可以看出大部分投影点落入钙碱性岩系，包括富铝玄武岩、安山岩和流纹岩。

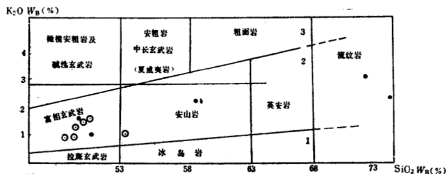


图6 活动大陆边缘与岛弧火山岩化学分类图解（据 Barberi 1974）

Fig.6 Schematic chemical classification of the volcanic rocks on active continental margin and island arcs (after Barberi 1974)

1.拉斑玄武岩系 2.钙碱玄武岩系 3.钾质岩系（图中符号同图5）
1.tholeiite series 2.calc-alkaline basalt series 3.potassium series (Symbols see fig.5)

值得指出的是：以本区火山岩化学分析投影于 H.de La Roche（1968）所设计的Al、K、Na直角坐标图，发现它们并不落于典型的细碧岩区（图7），却出现于玄武岩区及其附近。这一现象可能暗示建瓯群变质火山岩系。在岩石化学上有其自身的特点：更多的具有钙碱性火山岩、拉斑玄武岩特征，部分可能有沉积物混入而使投影点偏于沉积区（见图7）。

2．微量元素

本区变质火山岩中的微量元素含量见表5。

表5 龙北溪组火山岩MgO含量与微量元素含量表（微量元素含量单位ppm）

样品号	岩石名称	产 地	MgO%	Cr	Ni	Ti	Sr	Rb	Zr	Th	Y
1	白云母变粒岩	龙北溪砖瓦厂	0.60	6.3	8.4	2006	78.7	99.3	222	8.2	33.3
2	白云母钠长变粒岩	皇地后村外	0.39	9.9	0.4	1003	67.6	91.1	824	13.2	61.7
3	钠长绿帘绿泥片岩	龙北溪道班	3.64	50.4	—	11600	297.0	—	141	1.8	35.1
4	钠长绿帘黑云片岩	赤溪水电站东	6.05	20.3	27.6	16200	196	264.3	116	2.0	35.1
5	阳起钠长绿泥片岩	赤溪水电站东	4.70	31.9	29.5	9900	336	48.5	145	2.0	32.9
6	钠长绿泥绿帘岩	赤溪水电站东	6.69	50.0	40.6	15700	102	90.1	81.9	2.0	27.0
7	岛弧安山岩			44	15	5800	215	10	90	1.3	—
8	岛弧拉斑玄武岩			50	25	—	225	5	60	0.5	—

资料来源：1—6本文；7—8 K·Condie（1976）

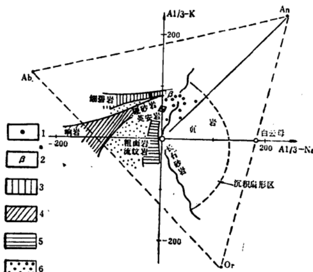


图7 建瓯群变质火山岩在Al、K、Na图解上的投影（据H-de La Roche 1968 简化）

Fig.7 The compositional plots of metavolcanic rocks from Jian'ou group on the AL-K-Na diagram (after H-de La Roche 1968)

1.建瓯群火山岩 2.玄武岩 3.细碧质火山岩 4.大西洋型碱性钠质火山岩 5.太平洋钙碱性火山岩 9.中性火山岩
1.Jian ou metavolcanic rocks 2.basalt 3.spilites 4.Sodium-alkaline Atlantic volcanism 5.calc-alkaline Pacific volcanism 6.intermediate volcanic rocks

岩石中MgO含量的变化，可大致反映岩石中暗色矿物含量的变化。因此作MgO对于Cr、Ni等微量元素含量的变异图（图8）可以大致看出：随着暗色矿物含量的增加，Cr、Ni、Rb、Sr有增加的趋势；而Th、Zr、Y则有递减的趋势。

K·Condie（1973）曾研究俯冲带年青火山岩中Rb和Sr的分配，并用以暗示地壳的厚度，他所提出的Rb-Sr地壳厚度网系，按Rb与Sr（ppm）比值把地壳厚度分成四个区即：≤15公里、15—20公里、20—30公里、及>30公里（图9）。在岛弧区发育的各种火山岩系中，Condie认为钙碱性火山岩系能最准确地记录地壳的厚度。

虽然Condie的研究是以环太平洋第三纪以来的火山岩为基础的，建瓯群龙北溪组的变质似乎对Rb、Sr比没有显著的影响，因此龙北溪组钙碱火山岩系的Rb/Sr比可以考虑用来对本区古地壳厚度作出初步的估算。龙北溪组中四个样品在该网系中投影表明，龙北溪火山岩系喷发时，该区地壳厚度已达20—30公里。

3. 稀土元素

火山岩中稀土元素的丰度及其分布型式，可以反映其形成过程和演化趋势的某些方面。低级区域变质作用对岩石中稀土元素的组成影响甚微，因此可以利用稀土元素来研究龙北溪组变质火山岩的岩浆来源和演化形式。

本区变质火山岩系稀土元素分析是湖北地质实验室采用电感藕合等离子体发射光谱法测定的，其检出限为：Lu、Yb、Eu、Y<0.01ppm；Ho、Dy、Tm、Er、La、Gd、Tb为0.01—0.05ppm；Sm、Nd、Pr、Ce为0.05—0.1ppm。

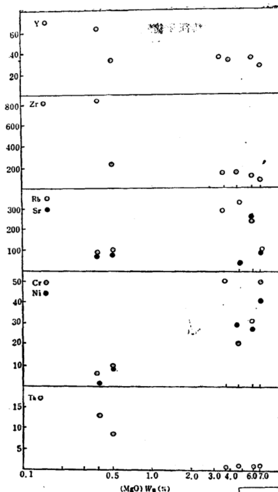


图8 龙北溪组变质火山岩微量元素变异图

Fig.8 The variation diagram of metavolcanics from Longbeixi formation

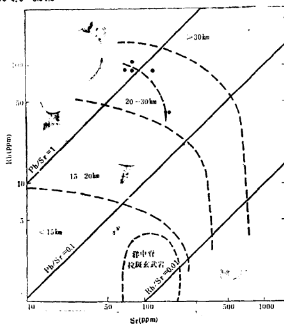


图9 Rb-Sr地壳厚度网系（据K·Condie, 1973）

Fig.9 The Rb-Sr crustal thickness grid (after K.Condie 1973) showing the crustal thickness of this area during the paleovolcanism

表6列出了龙北溪组六个火山岩样品稀土分析结果及岩石/球粒陨石标准化数值计算结果[1]，把计算结果投影于对数坐标图上得出龙北溪组稀土分布型式如图10。

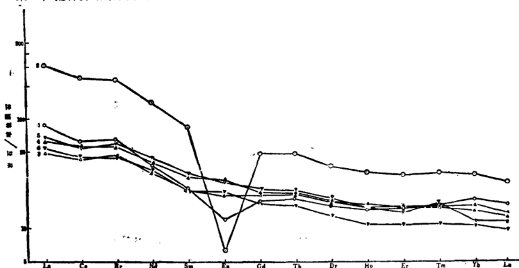


图10. 福建建瓯群龙北溪组变质火山岩稀土分布型式

Fig.10 REE patterns of the metavolcanics from Longbeixi formation

表6 龙北溪组变质火山岩稀土元素含量（单位：ppm）

样品号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	LREE/HREE
1	白云母变粒岩	32.9	61.0	8.9	26.5	5.82	1.01	5.29	1.01	6.12	1.25	3.75	0.62	4.36	0.68	159.21	8.49
2	白云钠长变粒岩	114.0	228	30.5	98.8	18.9	0.54	14.0	2.7	13.6	2.70	7.36	1.21	7.23	1.09	541.53	14.08
3	钠长绿帘绿泥片岩	18.6	41.1	6.35	22.7	5.58	1.72	6.15	1.15	6.62	1.38	3.81	0.62	3.82	0.57	120.17	5.69
4	钠长绿帘黑云片岩	23.5	53.9	7.77	28.5	6.81	2.21	6.94	1.24	6.89	1.39	3.81	0.60	3.64	0.54	147.79	7.14
5	阳起绿帘绿泥片岩	25.3	53.4	8.17	30.6	6.99	2.23	7.01	1.24	6.63	1.29	3.50	0.56	3.21	0.47	150.6	7.91
6	钠长绿泥绿帘岩	20.0	41.7	6.30	23.2	5.33	1.81	5.02	0.87	4.85	0.93	2.66	0.42	2.56	0.38	116.03	8.16

岩石/球粒陨石 标准化值

样品号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	δEu	Eu/Sm
1	白云母变粒岩	87.0	62.5	64.5	37.0	25.3	11.7	17.0	18.0	15.6	14.4	14.7	15.5	17.5	17.57	0.55	0.173
2	白云钠长变粒岩	301.6	233.6	221.0	137.9	82.2	6.23	47.9	47.5	34.8	31.1	28.9	30.3	29.0	28.16	0.09	0.029
3	钠长绿帘绿泥片岩	49.2	42.1	46.0	31.7	24.3	19.9	19.8	20.2	17.0	15.9	14.9	15.5	15.3	14.72	0.80	0.308
4	钠长绿帘黑云片岩	62.16	55.2	56.3	39.8	29.6	25.5	22.3	21.8	17.7	16.0	15.1	15.0	14.6	13.95	0.99	0.325
5	阳起绿帘绿泥片岩	66.9	54.7	59.2	25.8	30.4	25.8	22.5	21.8	17.0	14.9	13.7	14.0	12.9	9.85	0.97	0.314
6	钠长绿泥绿帘岩	52.9	42.7	45.7	33.0	23.2	20.9	16.1	15.3	12.4	10.7	10.4	10.5	10.3	12.14	1.06	0.339
	里德球粒陨石	0.378	0.976	0.138	0.716	0.23	0.0866	0.311	0.0568	0.039	0.0868	0.255	0.0399	0.249	0.0387		

1) 岩石/球粒陨石 标准化值 $= \dfrac{\text{某一稀土元素的含量(ppm)}}{\text{里德球粒陨石中该元素的含量(ppm)}}$

根据以上资料，龙北溪组变质火山岩在稀土元素方面主要特点如下：

（1）Eu/Sm在四个基性岩样品中数值较大，从0.308—0.339；在酸性岩中较小，从0.173—0.029。反映了岩浆从基性至酸性的演化趋势。

（2）酸性火山岩（2个样品）均有明显的负Eu异常，δEu＝0.095—0.55，说明原岩中曾发生过斜长石的分离结晶作用。

（3）四个镁铁质岩样品，其稀土分布曲线极为一致。整个系列以轻稀土富集而重稀土贫化为特点：LREE/HREE＝5.69－14.08。

（4）稀土总量（ΣREE）＝116.03－541.53，它有随MgO含量的降低而增高的趋势，样品2号MgO＝0.39%，ΣREE最大可达541.53，其余依次降低（见图10）。

龙北溪变质火山岩中稀土元素分布的这些特点说明：龙北溪组变质基性火山岩并非直接源于地幔，因此不属于洋壳岩系的范畴，他们是经过演化的基性岩浆分离结晶作用的产物。

五、若干地质问题的考虑

1．建瓯群与上覆震旦系地层间的界线迄今未确立。建瓯群本身时代的归属也尚有争议。目前所掌握的实际材料也有许多矛盾。据报导沙县一带震旦系与楼子坝群（相当于建瓯群）存在不整合接触关系，但近年福建省区调队在建瓯群的大岭组绢云石英片岩中找到了几丁虫的化石；永梅坳陷区发育有完全未变质的上古生代地层，而建西岭边一个年龄为400百万年的伟晶岩脉侵入于建瓯群。看来建瓯群的形成应早于加里东期，其中大部分属前震旦系但不排除部分属于变质的震旦系甚至下古生界的可能。

2．建瓯群中包含有截然不同的变质相的岩石，而且彼此间在很短距离内迅速过渡，这种情况说明存在两种可能性：（1）建瓯群的变质属低压相系，因而不同相带间宽度不大，地热梯度在短距离内迅速变化；（2）建瓯群内部可能包含时代上、变质作用特征上均不相同的岩系，因此建瓯群存在进一步再划分的可能性。参照建瓯群内部各组岩石分布的特点，以及现有变质相的更替特征，应认为后一可能性更大。

3．迪口组与龙北溪组之间的关系向有不同的认识。迪口组片麻岩类其原岩类型可能属于早期陆屑建造[2]，变质较深，达角闪岩相，片麻岩中有矽线石—钾长石组合的出现，混合岩化作用相当强烈。在不长距离内由角闪岩相突变为绿片岩相的龙北溪组变质火山沉积岩系。两者间有变质砾岩等碎屑岩系存在，虽接触关系尚不十分清楚，从岩系的空间展布、构造型式的差异、区域走向的不同等事实，我们倾向于：龙北溪组应是迪口组变质和混合岩化之后重新发育起来的后期变质火山沉积岩系。迪口组与龙北溪组具有完全不同的沉积旋回，并且经历了完全不同的变质历史。

如果龙北溪组代表的是震旦纪大陆边缘或岛弧区的火山沉积岩系，则迪口组代表更老些的结晶基底。在迪口一带两者可能为断层接触，竹州砾岩可能受断层破坏而显得不连续。

4．龙北溪组变质火山岩系的构造属性。不少学者主张建瓯群存在细碧角斑岩系[1,3]，宗淳虎详细研究了绿色片岩的岩石学特征及其原岩类型，指出了建瓯群中有不同岩浆系列的中基性火山岩[7]。

龙北溪一带的观察表明：建瓯群存在从基性到酸性的一系列变质火山岩，变质程度属绿片岩相，因此许多岩石中均含有钠长石，同时也存在相当大量的绿帘石，它们表现为种种共

生关系，然而绿片岩相的变质并不是细碧角斑岩的充要条件。

从岩石化学上看，变质火山岩系含钠虽然较高（部分样品 $Na_2O>4\%$），但多数化学分析结果在 De La Roche（1968）提出的Al-K-Na 图解上却不投入典型细碧岩区，而投在一般玄武岩区附近。

从野外观察，这些岩石呈厚薄不等的层状而尚未有典型的枕状岩流发现。因此，本区变质火山岩是否为典型细碧角斑岩系还值得再做深入的研究。

岩石化学、微量元素和稀土元素的分配有利于说明这套火山岩系可能存在钙碱性系列和拉斑玄武系列。陶忠耀等曾提出本区基性火山岩系可与日本东北岛弧火山岩对比，并指出其构造环境相当于具有较厚大陆壳的成年期岛弧[2]。根据火山岩系的岩石化学、地球化学特征，龙北溪组似应代表岛弧或大陆边缘的变质火山岩系。据岩系中 Rb/Sr 比，推断该区古地壳厚度已达 20—30 公里。

5．与华南其他地区的对比：建瓯群向北东方向延伸进入浙江省境内，相当于陈蔡群，其变质时代，岩系发育的特征与建瓯群颇为相似。广东、广西交界的鹰扬关地区，也有震旦纪变质火山岩，其中细碧岩 SiO_2 51.69—52.92%，Na_2O 3.19—7.08%，K_2O 0.25—2.88%；角斑岩 SiO_2 53.23—65.20%，Na_2O 0.1—6.98%，K_2O 0.27—5.92%，与本区相应岩系相比含 SiO_2 较高，K_2O，Na_2O 变化幅度较大，这些资料说明震旦纪火山岩系的发育，不是建瓯群所特有。他们活动时代大致相同，岩系类型和构造环境基本类似。它们应是华南震旦纪大陆边缘型地壳构造发展的产物。

参考文献

〔1〕 福建省地质局三队，1980，闽北前震旦纪建瓯群细碧角斑岩系的发现及其特征，地质论评，第 6 卷，第 3 期。

〔2〕 陶忠耀、方如健，1982，闽北迪口大凤地区建瓯群变质岩原岩类型及岩相建造特征，福建地质，第 1 期。

〔3〕 水　涛、徐步台等，1982，中国东南沿海古变质基底年代学及构造格局，浙江地质科技情报，第 1 期。

〔4〕 Condie, K., 1976, Plate tectonics and crustal evolution Pergamon Press Inc.

〔5〕 Boillot, G., 1981, Geology of the continental margins, (translated by Alwyn Scarth from Masson 1979).

〔6〕 中国地质学会岩石专业委员会分类命名小组，1984，火山岩的分类和命名，岩石矿物及测试，第3卷，第 4 期。

〔7〕 宗淳虎，1984，闽北建瓯群绿色片岩的主要原岩类型及其鉴别，岩石矿物及测试，第 3 卷，第 4 期。

〔8〕 郭永志、李上森译，1980，太古代绿岩带及其矿产（P.194），地质出版社。

图版说明

1．长坪砾岩　图示棱角状砾石及其胶结物，正交偏光，视域长边 2.8 毫米（下同）。2．长坪震旦系白云母石英片岩，白云母扭折，正交偏光。3．可建矽线石钾长片麻岩，矽线石纤状集合体，边缘为海绵状黑云母，单偏光。4．同上，矽线石被白云母所替代，正交偏光。5．竹州砾岩，砾石为石英斑岩，单偏光。6．龙北溪道班白云母钠长片岩，钠长石变余斑晶，正交偏光。7．龙北溪组白云母钠长片岩，钠长石变余斑晶破裂呈砂钟状，正交偏光。8．赤溪绿帘岩，变余杏仁构造，正交偏光。9．赤溪变质基性凝灰岩，塑性变形岩屑，由绿泥石和绿帘石所组成，单偏光。10．龙北溪道班钠长阳起片岩，钠长石变余晶屑，正交偏光。11．赤溪钠长绿泥片岩，钠长石条片状晶体排列紊乱，正交偏光。12．赤溪钠长绿泥片岩，钠长石变余晶屑形状不完整，正交偏光。13．龙北溪道班钠长绿泥片岩，钠长石变余晶屑可能

经过再搬运，正交偏光。14.赤溪钠长绿帘绿泥片岩，钠长石变斑晶显示残缕结构，正交偏光。15.赤溪白云母片岩中钠长石碎斑，正交偏光。16.赤溪绿帘石透辉石大理岩中透辉石简单双晶，正交偏光。

（显微摄影 尹志芳）

THE PETROGRAPHY AND GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF SOME TYPICAL METAMORPHIC ROCKS IN JIAN'OU GROUP, FUJIAN

You Zhendong Yang Sennan

Abstract

Based on field observation and lab studies of some metamorphic rocks of Jian'ou group from several type localities in N. Fujian, the nature of Changping conglomerate is discribed, the relation between Longbeixi formation and Dikou formation is discussed and the geochemistry and tectonic setting of Longbeixi metavolcanics are reviewed.

In some aspects the nature of Chanping metaonglomerate is similar to a tillite which is common in Sinian peroid in S.China.

The Dikou formation mainly composed of gneiss, a detrital deposit metamorphosed in amphibolite facies, while the overlain Longbeixi formation is mainly composed of volcano-sedimentary rocks of greenschist facies.

The Longbeixi formation represents late proterozoic (or sinian) volcano-sedimentary series of continental margin while the Dikou formation represents the crystalline basement comlex underlain Longbeixi formation.

The calc-alkaline and theleiitic petrochemistry and geochemistry of Longbeixi metavolcanics indicate that the volcanic series was developed in island are or active continental margin.

湘西北晚元古代构造古地理轮廓

张　淑　玲

湘西北地区构造上属于扬子地台区武陵九岭古褶带的一部分[1]，区域构造线主要为北东—北东东向。

前人在本区作了大量的地质工作，对元古界提出过众多的划分方案。各方案的不同点主要有两个：其一是震旦系下限问题；其二是扬子地台褶皱基底最终形成是武陵运动还是雪峰运动的问题。笔者等在导师王鸿祯教授的指导下，于1981，1982年对该区元古界进行野外地质调查工作，重点对石门杨家坪和常德太阳山两地作较详细的沉积结构构造分析，运用历史大地构造学研究法，讨论本区元古代地质历史系统，并探讨了当时构造古地理轮廓。

本文的完成得到了朱鸿老师和王自强老师以及湖南省地质矿产局有关同志的支持和帮助，在此深表感谢。

一、沉积特征

湘西北地区上元古界由下部板溪群和上部震旦系构成[1]。由于篇幅所限，仅以图表示之（图1，2）。

二、地层划分与对比

1. 杨家坪剖面

板溪群上限历来争论不休，本文认为渫水河组的底界也就是板溪群的上限。因为：(1)渫水河组发育一组透入性的流劈理 S_1（图3），而板溪群则发育两组透入性的流劈理 S_1和S_2（图4，5）。渫水河组的S_1透入到板溪群中[2]，构成了板溪群的S_2，而板溪群中的 S_1 没能影响到渫水河组。因此，渫水河组和板溪群间的整合接触关系是假象，实属渫水河组及其上地层对板溪群强迫一致形成的平行不整合接触关系，是雪峰运动在本区的反映。（2）渫水河组及其上地层（湘锰组至灯影组）的节理极点图极相似（图6，7）。从构造形迹上分析，渫水河组与其下的板溪群有较大差别，而类似其上地层。（3）从沉积特征分析，板溪群和渫水河组也可区分。板溪群由底部的砾岩、砂砾岩向上变细为石英砂岩、板岩的互层，自成一个完整沉积旋回。与下伏冷家溪群共同构成地台的褶皱基底。而渫水河组下部砂砾岩属类磨拉石组合。从渫水河组开始为稳定类型的陆棚海、陆表海碎屑及碳酸盐岩组合。（4）渫水河组顶部有1.2米厚的灰绿色含砾板岩，与湘锰组界线不清晰，两者为过渡关系。因此将震旦系下限置于渫水河组底较合理。这样，杨家坪剖面板溪群属稳定类型沉积组合。渫水河组可与峡东莲沱组、黔东富禄组和长安组对比，与常德太阳山“江口组”及湘中江口组部分相当。

1）本文使用的中元古代时限为18.5—10亿年前，晚元古代为10—8亿年前，震旦纪为8—6亿年前。
2）湖南省地质局区调队，湖南地层总结（油印稿），1980年。

系/群	统	组	层号	厚度(m)	柱状图	沉积构造：层理类型	沉积构造：层面特征	沉积构造：生物	沉积相	沉积特征
寒武系	下统									黑、灰黑色炭质硅质板岩。产小壳动物化石。
震旦系	上统	灯影组	42	15.39					潮下高能台地边缘相	灰一灰白色厚层隐晶云岩、内屑微晶云岩，亮晶云岩、鲕粒云岩、豆粒云岩夹层纹石硅质岩。具平行层理及小型斜层理。
			41	28.5						
			40	34.61						
			39	57.32					潮间低能局限台地相	灰黑色薄一中层粉晶硅质云岩、微晶云岩夹含泥炭质板岩。具平行层理，波状层理，底面冲刷及泥裂构造。
			38	58.78					潮下高能台地边缘浅滩相	灰一灰黑色厚层粉晶云岩，内屑微晶云岩，址底部为亮晶云岩、亮晶灰岩及纹石硅质岩。具平行层理，偶含磷结核。
		陡山沱组	37	22.56					潮间局限台地相	灰一灰黑色中层内屑含磷硅质云岩、磷块岩、鲕粒粗粒云岩、团粒云岩夹硅质岩。具平行层理、波状层理。
			36	43.81						
			35	44.22					潮下高能台地边缘浅滩相	灰黑色中厚层内屑亮晶云岩、具选层构造亮晶灰岩、含胶磷矿内屑微晶云岩、鲕粒灰岩等。具平行层理、波状层理及冲刷面。
			34	92.18						
			33	78.64					潮下低能盆地边缘相	灰一灰黑色薄一厚层隐晶灰质云岩、含内屑微晶云岩、含磷结核细晶灰岩。具平行层理、波状层理。
			32	52.17						
			31	60.47						
			30	26.37						
			29	49.84					潮下低能盆地相	灰一灰黑色薄层一中层微晶灰岩、云质灰岩、灰质云岩夹薄层硅质岩、炭泥质板岩。具平行层理。
			28	3.97						
	下统	南沱组	27	28.58					陆地冰碛相	灰黑色块状冰碛砾砂质板岩，下部平行层理。砾分复杂，大小混杂，磨圆差，砾石见有压坑和钉字痕。
			26	49.81						
			25	11.53						
		湘锰组	24	11.93					局限海板岩相	浅灰一灰黑色中一薄层炭质板岩、铁锰质板岩。具平行层理。
			23	3.7					冰海相	灰一深灰色中厚层含冰碛砾砂质板岩，具"落石构造"。
		渫水河组	22	17.53					混合坪石英砂岩板岩相	紫红、灰绿色中厚层变质中细粒石英砂岩、凝灰质长石石英砂岩和紫红色、灰绿色板岩、变余沉凝灰岩韵律层。具平行层理、波状层理、脉状层理、透镜状层理、爬升层理、包卷层理、波痕和冲刷现象等。
			21	23.91						
			20	23.79						
			19	32.46						
			18	14.49					网状河心滩砂砾岩相	紫灰色厚层一块状变质含砾粗砂岩、变质中粗粒长石石英砂岩、变质石英细砾岩夹紫红色板岩。板岩连续性差。具大型槽状交错层理及少量人字形交错层理和斜层理。底面具冲刷现象。
			17	20.43						
			16	20.41						
			15	9.56						
			14	20.21						
			13	24.8						
			12	48.13						
			11	4.44						
板溪群			10	5.92					潮坪石英砂岩、板岩相	紫灰色夹少量灰绿色变质石英砂岩、粉砂岩和紫红色板岩韵律层。具人字形交错层理、中一大型交错层理、斜层理、脉状层理、波状层理、透镜状层理、包卷层理及再作用面。泥裂、波痕、重荷模、假核模、火焰构造等。产少量微古植物。
			9	28.81						
			8	21.39						
			7	27.51						
			6	20.3						
			5	17.6						
			4	28.75						
			3	22.75					滨岸砂砾岩相	灰白色厚层变质石英付砾岩、变质含砾粗砂岩及变质粗砂岩。具中一大型槽状交错层理。
			2	7.54						
			1	3.77						
冷家溪群										灰绿色千枚状板岩和变质砂岩互层。

图1　石门杨家坪上元古界沉积柱状图

系/群	统	组	层号	层厚(m)	柱状图	沉积构造		沉积相	沉积特征
						层理类型	层面特征		
寒武系	下统								黑色炭质页岩，偶见磷结核，底部有石煤层和褐铁矿层。
震旦系	上统	留茶坡组	40	9.71				浅海碳酸盐岩—硅质岩相	留茶坡组为灰黑色、灰白色中—薄层纹带状硅质岩，次级小褶皱极发育。陡山沱组为浅黄褐色薄层硅质云岩夹灰色薄层硅质岩。两者呈过渡关系。具平行层理、波状层理。
			39	9.65					
			38	25.63					
			37	5.64					
		陡山沱组	36	86.05					
			35	21.04					
	下统	南沱组	34	15.11				陆缘冰碛相	灰绿色块状含砾板岩，砾分复杂，分选及磨圆度差，以次棱角状为主。
			33	13.93					
		湘锰组	32	23.80				局限海盆板岩相	黄绿色薄层泥质板岩、含锰泥质板岩及云质灰岩。
		"江口组"	31	33.38				浅海含砾石英砂岩相	黄、棕色厚层变质中粗粒石英砂岩、岩屑石英砂岩。下部夹含砾砂质板岩，具平行层理。
			30	29.81					
板溪群		五强溪组	29	24.35				浊流远场末梢相	灰绿、灰黑色中—薄层纹带状变余细粒凝灰岩、变余沉凝灰岩互层，夹32m厚无韵律灰绿色中层变余细粒凝灰岩。以平行层理为主，具波状层理、包卷层理及少量中—小型斜层理。
			28	32.45					
			27	10.04					
			26	31.86					
			25	24.81					
			24	41.45					
			23	63.47					
			22	30.88					
			21	16.41					
		马底驿组	20	35.28				浅海火山碎屑岩相	上部：浅褐色薄—中层变余晶屑细粒凝灰岩，变余玻屑晶屑细粒凝灰岩，变余玻屑细粒凝灰岩夹余沉凝灰岩，具平行层理、波状层理、包卷层理、爬升层理、斜层理及波状起伏面。 下部：紫灰色中层中—粗粒变质砂岩，变质细粒石英砂岩及紫红色变余沉凝灰岩、板岩互层。具平行层理、波状层理、小型斜层理和槽状层理。
			19	25.92					
			18	37.20					
			17	13.88					
			16	35.66					
			15	44.34					
			14	28.44					
			13	38.42					
			12	22.79					
			11	28.28					
			10	41.14					
			9	22.25					
			8	12.43					
			7	71.10					
			6	17.27				海底水道石英砂岩相	紫灰色厚层变质粗粒石英砂岩，变质粗粒岩屑砂岩，变质中粒岩屑石英砂岩，变质凝灰质中粒岩屑砂岩夹少量紫红色薄层变质细砂岩、粉砂岩及变余沉凝灰岩。砂岩中含石英砾和紫红色板岩碎屑，具中—大型槽状交错层理、斜层理少量人字形交错层理；细砂岩中具小型槽状交错层理。
			5	18.28					
			4	12.91					
			3	23.32					
			2	26.12					
			1	23.25					

图2 常德大阳山上元古界沉积柱状图

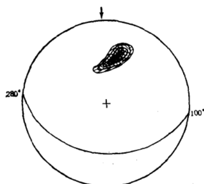


图3　杨家坪漾水河组πS₁图解（83个）
（等值线1%面积内9%—12%—18%—24%）

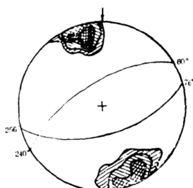


图4　杨家坪板溪群πS₁图解（78个）
（等值线1%面积内1%—6%—13%—19%）

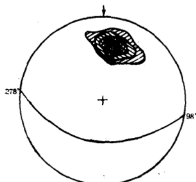


图5　杨家坪板溪群πS₂图解（47个）
（等值线1%面积内2%—6%—21%—42%—64%）



图6　杨家坪漾水河节理图解(80个)
（等值线1%面积内1%—3%—5%—13%）

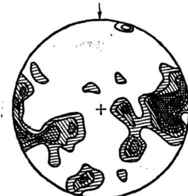


图7　杨家坪湘锰组—灯影组节理图解(65个)
(等值线1%面积内15%—3%—46%—6%—77%—9%)

2．常德太阳山剖面

马底驿组和五强溪组发育了二组透入性流劈理 S_1（259°—260°∠75°—82°）和 S_2（121°—137°∠55°—65°）。而“江口组”只发育了一组透入性流劈理 S_1（120°—127°∠40°—60°），两者可以辨认。

马底驿组、五强组与“江口组”沉积持征迥然不同。前者为海相过渡型碎屑及火山碎屑泥质组合；后者以及其上地层为相对稳定型陆棚浅海碎屑泥屑组合和碳酸盐岩、硅质岩组合。因而雪峰运动是存在的，而震旦系底界就置于“江口组”的底部，与板溪群为平行不整合关系。

太阳山剖面的板溪群由下部马底驿组和上部五强溪组构成，属过渡型沉积组合。

三、构造古地理轮廓

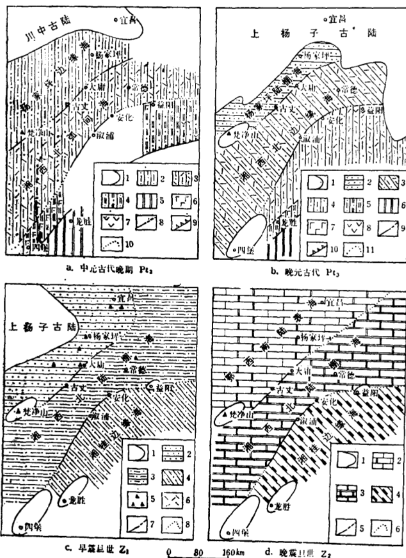
前人已经提出，慈利—大庸—古丈深断裂和安化—溆浦—黔阳深断裂控制着湘西北地区中晚元古代古地理格局和沉积组合特征。本文以这两条深断裂为线索，根据沉积组合、沉积类型及厚度和构造变动、火山活动等特征，编制了4幅古地理略图（图8）和构造发展示意图（图9）。

中元古代晚期，本区除西北部为川中古陆北东延伸部分外，全为广阔海域。围绕川中古陆东南侧发育了完整双列岛弧。由古陆向南依次为杨家坪边缘海（冒地槽型）、梵净山岛弧带（优地槽型）、湘西北弧间海（冒地槽型）、四堡-益阳岛弧带（优地槽型）。当时海域十分活动，梵净山岛弧带含有蛇绿岩套，代表当时的洋壳，湖南境内未见到相应的蛇绿岩套，慈利—大庸—古丈深断裂可能是当时梵净山岛弧带外侧俯冲带的东延，也是杨家坪边缘海与湘西北弧间海的重要分界。四堡岛弧带也含有蛇绿岩套，益阳石咀塘有以基性熔岩为主的海底火山喷发岩，是四堡岛弧带向东北延至湘西北的产物。这一时期，杨家坪边缘海中沉积了近千米厚的冷家溪群，为碎屑泥质复理石组合。湘西北弧间海中，冷家溪群（梵净山群、四堡群）厚度较大（1000—2000米），火山物质丰富，为岩性单调的复理石组合。中元古代末，沿两列岛弧带外侧发生向北西方向的俯冲作用，使冷家溪群普遍遭受褶皱变形，形成与上覆板溪群不整合接触关系，并伴随有岩浆活动。

晚元古代，上扬子古陆面积进而扩大，物探资料表明酉阳—桑植一线以北板溪群缺失，作为上扬子古陆区的更老基底梵净山岛和四堡岛业已升出海面，成为分散在海域中的小型岛弧，新的活动带移至安化—溆浦—黔阳一线南侧，龙胜岛弧带含优地槽型沉积，深断裂带北侧，是湘西北边缘海（冒地槽型）。扬子古陆主体和慈利—大庸—古丈深断裂间为杨家坪陆棚海，当时地形高差悬殊，初期发育了厚度不大但展布较广的滨海相砂砾岩[2]（板溪群下部），之后为碎屑潮坪沉积[3]（板溪群上部），属稳定型碎屑泥质组合。向南至安化—溆浦—黔阳深断裂北侧为过渡型碎屑泥质及火山碎屑组合（马底驿组和五强溪组），厚度稍大，可达2000米，凝灰物质多。此时，还发育了良好的边缘海-弧沟系，中期在边缘海中普遍沉积了浊积岩[4]、末期沿龙胜岛弧带外侧发生俯冲，使板溪群遭到微弱褶皱和轻微变质，扬子地台的基底最终形成。

自震旦纪开始，湘西北地区已为扬子地台区的一部分。地台内部各处性质并不一致，早期尤为明显。慈利—大庸—古丈深断裂以北为陆棚海、滨浅海碎屑泥质组合（渫水河组和湘锰组）；向南至安化—溆浦—黔阳深断裂一带为陆棚海浅海碎屑泥质组合("江口组"和湘锰组)；更南是湘桂边缘海，为过渡型碎屑泥质及火山碎屑组合。澄江运动使扬子地台区整体抬升，当时正值寒冷气候，堆积了南沱组陆相冰碛岩。晚震旦世，海侵比早期大，除梵净山岛、四堡岛和龙胜岛、益阳岛露出海面外，几乎全为海水覆盖。慈利—大庸—古丈深断裂以北为鄂西南陆表海，为白云岩及灰岩组合；向南至安化—溆浦—黔阳深断裂北侧是湘西北陆棚海，为白云岩及硅质岩泥质组合。其南侧湘桂边缘海为过渡型非补偿海盆硅质泥质组合。

综上所述，自中元古代以来，湘西北地区是在洋壳基础上，围绕川中古陆南侧，通过弧沟系统的演化，使稳定地区的界线不断地向东南迁移。与之同时，蛇绿岩套、花岗岩体及俯



a. 中元古代晚期 Pt_2　　b. 晚元古代 Pt_3

c. 早震旦世 Z_1　　d. 晚震旦世 Z_2

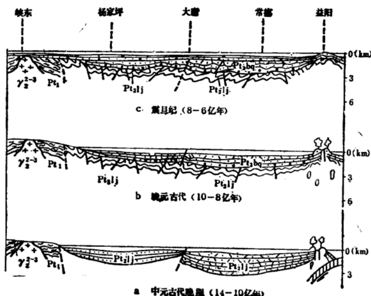
图8　湘西北地区晚前寒武纪古地理略图

a，中元古代晚期　1．海陆界线　2．边缘海碎屑泥质复理石组合　3．弧间海碎屑泥质及含火山碎屑复理石组合　4．岛弧海火山碎屑泥质复理石组合　5．洋壳　6．基性、超基性火山岩　7．中基性火山岩　8．同沉积及推测同沉积断裂　9．地壳俯冲带及俯冲方向　10．沉积组合界线

b，晚元古代　1．海陆界线　2．陆棚海碎屑泥质组合　3．边缘海碎屑泥质钙质及火山碎屑组合　4．边缘海火山碎屑及碎屑泥质复理石组合　5．岛弧海火山碎屑泥质复理石组合　6．洋壳　7．基性、超基性火山岩　8．中基性火山岩　9．同沉积及推测同沉积断裂；10．地壳俯冲带及俯冲方向　11．沉积组合界线。

c，早震旦世：1．海陆界线　2．陆棚海滨浅海碎屑泥质组合　3．陆棚海浅海碎屑泥质组合　4．边缘海碎屑泥质及含火山碎屑组合　5．冰碛岩　6．基性火山岩　7．同沉积及推测同沉积断裂　8．沉积组合界线

d，晚震旦世：1．海陆界线　2．陆表海白云岩及灰岩组合　3．陆棚海白云岩及硅质泥质组合　4．非补偿海盆硅质泥质组合　5．同沉积及推测同沉积断裂　6．沉积组合界线



a 中元古代晚期（14－10亿年）

图9 鄂西和湘西北地区构造发展示意图

冲带也依次向东南迁移。扬子地台的基底是通过二次洋壳俯冲（大于10亿年的武陵运动和8亿年的雪峰运动），微型古陆和分散古岛拼合增生而形成的。自震旦纪开始，进入了相对稳定的地台发育时期。

四、火山岩岩石化学构造意义

现代板块构造理论提出了火山活动的模式，认为火山岩系列、岩浆成因系列及某些岩石化学指数都与板块边界消减过程密切相关。因而在探讨古板块构造时，对火山岩岩石化学的分析是不可缺少的有效途经。本文试图从火山岩岩石化学这一侧面，分析湘西北构造演化的特征。现据121个火山岩硅酸盐分析（数据主要来自《湖南地层总结》一文）样品的数据作一尝试。

1. 岩石碱度显示构造环境（图10）。

2. 岩浆成因系列反映地壳性质（图11）。

3. 火山岩岩石系列及组合说明构造环境（图12）。

4. 对玄武岩作 F_1、F_2 和 K_2O、KA 计算并投影（图13、14）。

中元古代时梵净山群是当时的残留洋壳（蛇绿岩套）。湖南境内以钙碱性系列为主。一般认为，它的出现意味着地壳发育较成熟，同时也是火山岛弧地区特征之一，且以玄武岩为主。因此不是标准的大洋玄武岩和大洋碱性玄武岩，而是岛弧靠大陆一侧的玄武岩。当时地壳较薄（K_2O含量低），本区地壳比梵净山区稳定。晚元古代，湘中地区发育安山岩，其组分杂乱，以钙碱性系列为主，也有拉斑玄武岩系列和碱性系列，可能是由于被消减的地壳成分不均一导致岩浆成因系列的多样化。这种安山岩可能代表了早期出现的岛弧安山岩。古文

三岔河玄武岩以大陆玄武岩为主，共生的岩石中出现较多的酸性岩。因此地壳的成熟度有所增加，S系列岩浆大量形成。火山活动时期产生了大量的火山碎屑岩，并被搬运到海底扇，形成下江群和五强溪组的火山碎屑浊积岩。震旦纪时，湖南主要为碱性系列和钙碱性系列，鹰扬关为拉斑玄武岩系列，说明地壳活动中心已向东南方向转移。这一结论与通常的历史大地构造分析法的结论吻合。

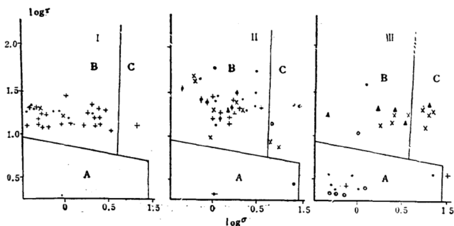


图10　logτ—logσ（据里特曼，1973）

Ⅰ．中元古代 Pt_2　·益阳石咀塘　＋浏阳东　×石门杨家坪　Ⅱ．晚元古代 Pt_3　·益阳沧水铺　＋黔东台江　×古丈三岔河　▲衡山新桥　○新化五溪　→黔阳山石洞　†常德太阳山　Ⅲ．震旦纪 Z　·长沙麻田　＋湘乡雷祖殿　×鹰扬关　▲石门杨家坪　○新化云溪

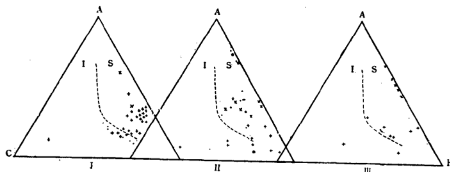


图11　Al_2O_3-Na_2O_3-K_2O、CaO、FeO-MgO 图解

（据White和Chappell，1977）

Ⅰ．中元古代 Pt_2　·益阳石咀塘　＋浏阳东　×石门杨家坪

Ⅱ．晚元古代 Pt_3　·益阳沧水铺　＋古丈三岔河　×黔东台江　▲衡山新桥　○常德太阳山　→新化五溪

Ⅲ．震旦纪 Z　·新化云溪　＋鹰扬关　×石门杨家坪

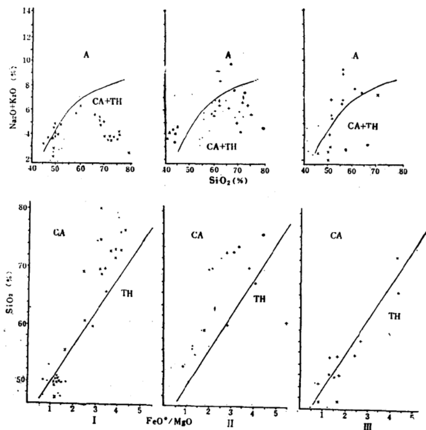


图12 $(Na_2O+K_2O)—SiO_2$，$SiO_2—FeO^*/MgO$变异图

（据都城秋穗，1974、1978）

Ⅰ．中元古代 Pt_2 ·益阳石咀塘 +石门杨家坪 ×浏阳东

Ⅱ．晚元古代 Pt_3 ·益阳沧水铺 +黔东合江 ×衡山新桥 ▲黔阳山石洞 ∘古丈三岔河 →新化五溪 ↕常德太阳山

Ⅲ．震旦纪 Z ·长沙麻田 +鹰扬关 ×新化云溪 ▲湘乡雷祖殿 ∘石门杨家坪

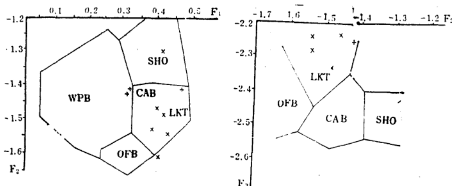


图13 F_1、F_2、F_3与玄武岩型关系图解

（据Pearce，1976）

·黔阳山石洞　+古丈三岔河　×益阳石咀塘　▲新化云溪

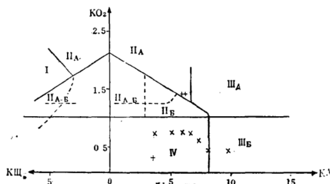


图14 KO_2、$KЩ_2$、KA比值图解

（据Добренов，1975）

•黔阳山石洞 ＋古丈三岔河 ×益阳石咀塘

结 论

1．湘西北地区上元古界依据沉积结构构造、岩性组合及厚度、粒度分析等特征可以划分为两种不同的沉积类型。以石门杨家坪剖面为代表的稳定类型沉积和以常德太阳山剖面为代表的过渡类型沉积。并且初步建立了晚元古代地层层序。

2．中晚元古代地层的划分对比必须运用综合分析研究法。本文重新厘定了杨家坪剖面渫水河组时代，应为早震旦世，可与峡东莲沱组、黔东富禄组和长安组对比，且与常德太阳山“江口组”和湘中江口组部分相当。

3．扬子地台的基底最终形成是雪峰运动（8亿年），自震旦纪始进入了相对稳定的地台发育期。

参 考 文 献

〔1〕 王鸿祯，1982，中国地壳构造发展的主要阶段、地球科学。

〔2〕 沃克，1979，沉积相模式，地质部情报所1982年译。

〔3〕 Klein, G. de V, 1977, Clastic Tidal Facies (Champaigne, Continuing Education Pub. Co.)

〔4〕 Nelson, C. H. and Kilsen, T.H.1974, Depositional trend of modern and ancient deep-sea fans (Soc. Econ. Paleon. and Miner) Spec.Pub No.19.

图 版 说 明

1．杨家坪板溪群和冷家溪群不整合接触关系；2．斜层理。杨家坪板溪群；3．人字形交错层理。杨家坪渫水河组；4．包卷层理。杨家坪板溪群；5．波状层理。杨家坪板溪群；6．菱形波痕。杨家坪板溪群；7．泥裂。杨家坪板溪群；8．波痕。杨家坪板溪群；9．波痕。杨家坪渫水河组；10．波状层理。太阳山马底驿组；11．交错层理。杨家坪渫水河组；12．13．浊积岩韵律。太阳山五强溪组。

OUTLINE OF THE TECTONO-PALAEOGEOGRAPHY AND SEDIMENTARY CHARACTERISTICS IN THE LATE PROTEROZOIC, NORTHWESTERN HUNAN

Zhang Shuling

Abstract

In the northwestern Hunan, the Upper Proterozoic includes from bottom to top the Banxi Group and the Sinian System. The time span of them covers 1000–850 Ma. and 850–600 Ma. respectively.

Based on the sedimentary structures, the lithological characteristics and the distribution of grain, ect, two regional sedimentary types bounded by the Cili–Dayong–Guzhang deep fault and the Anhua–Xupu–Qianyang deep fault may be distinguished. One is of stable type represented by the Yangjiaping section near Shimen, the other is of transitional one represented by the Taiyangshan Mountain section near Changde.

In the Yangjiaping region, the Banxi Gruop consists of the lower rocks of littoral sandy-conglomerate facies and the upper rocks of tidal quartz sandstone-slate facies. The Lower Sinian Series is composed of rocks from bottom to top of the braided stream, tidal, glaciomarine, restricted marine and terrestrial glacial facies. The Upper Sinian Series is characterized by limestone and dolomite formed in the carbonate basin and platform.

In the Taiyang Mountain, Changde, the Banxi Gruop is represented by quartz sandstone, rocks of pyroclastic facies formed in deep-sea channel and transforms upwards into distal turbidite. The Sinian consists of clastic rocks, slates, tillites in the lower part and carbonate-silicalite in the upper part.

Since Middle Proterozoic, trench–arc–basin system had been developed on the active basement of the geosyncline in the northwestern Hunan, the boundaries of stable tract had been moved to southeast gradually and the stable massif had been accreted successively

湘西北石门杨家坪上元古界板溪群和渫水河组沉积相研究及其地层划分

张玲华

湖南常德、桃源、沅陵、古丈以北的湘西北地区，在距今10—6亿年的晚元古代，地处扬子地台南部边缘部位[1]。上元古界兼有稳定类型与过渡类型沉积组合。本文对区内具有代表性的石门杨家坪剖面晚元古代板溪群、震旦系下统渫水河组进行了微相研究和沉积环境分析，探讨了这些地层在时间上的演替与空间上的展布关系及其区域沉积古地理概貌，旨在为我国南方晚元古代地层沉积类型，划分和对比提供参考依据。

一、杨家坪剖面地层层序（图1）

剖面位于石门县东山峰复背斜北翼，由单斜岩层组成，局部产状直立和略呈倒转。本文据野外实测和沉积相分析自下而上作如下划分：

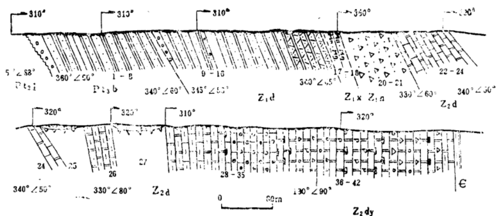
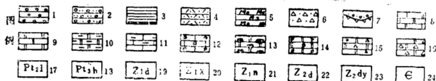


图1 石门杨家坪晚元古代地层实测剖面图



1. 砾岩 2. 含砾砂岩 3. 泥板岩 4. 含凝灰质砂岩 5. 含锰泥页岩 6. 冰碛砾泥岩 7. 覆盖 8. 白云质灰岩 9. 白云岩 10. 泥质白云岩 11. 泥灰岩、灰岩 12. 鲕状灰岩 13. 硅质白云岩 14. 含磷白云岩 15. 内碎屑、团粒白云岩 16. 膏溶角砾岩 17. 中元古界冷家溪群 18. 上元古界板溪群 19. 下震旦统渫水河组 20. 下震旦统湘锰组 21. 下震旦统南沱组 22. 上震旦统陡山沱组 23. 上震旦统灯影组 24. 寒武系

下伏地层，中元古界冷家溪群：为灰绿色砂泥质、绢云母千枚岩、板岩组成的复理石组合，厚度大于2000米。

上元古界：包括板溪群和震旦系。

板溪群：本文所指板溪群与湖南区调队划分的板溪群马底驿组相当[1]。由于其岩性，剖面结构均与湘中，桂北的板溪群相似因此据地层规范仍沿用此名。本剖面板溪群由紫红色板岩、紫灰色和灰绿色砂岩、砂质板岩组成，局部含凝灰质，与下伏冷家溪群呈角度不整合接触。厚约170米。

震旦系：分为二统五组。

下统包括渫水河组、湘锰组和南沱组。渫水河组：由灰紫色含砾石英粗砂岩、砂岩构成，上部为含凝灰质灰绿色砂岩、板岩。与下伏板溪群呈平行不整合接触。厚270米。它相当于湖南区调队在本剖面定名的板溪群渫水河组，其沉积结构、岩性特征均与湖北三峡剖面的莲沱组类似，可进行对比。湘锰组：下部为具"落石"构造的杂砾岩段，上部为含锰泥页岩段，与湖南区调队定名的东山峰组、湘锰组相当。由于杂砾岩段厚度仅为3.7米且与含锰泥页岩呈过渡关系，因而暂置于一组之内。厚约15.6米，与下伏渫水河组呈整合接触。南沱组：以块状绿灰色冰碛砾泥岩为特征，其层位与沉积结构、构造均可与湖北三峡剖面南沱组对比，故本文沿用此名。它与下伏湘锰组呈平行不整合接触。厚90.2米。

上统分为陡山沱组和灯影组。陡山沱组：由炭泥质灰岩、白云岩、鲕粒灰岩及磷块岩组成，与南沱组呈平行不整合接触。厚约470米。灯影组：由硅质白云岩、含磷白云岩及浮溶角砾岩组成。与下伏陡山沱组和上覆寒武系下统杨家坪组均呈整合接触。厚约150米。

二、板溪群和渫水河组的沉积标志与微相划分

杨家坪剖面上元古界层序清楚，构造简单，沉积构造丰富。其板溪群和渫水河组均由碎屑岩岩相组成。本文从沉积相分析入手探讨它们之间是否存在较长时期的沉积间断。

根据沉积构造、粒度特征、岩矿标志、化学成分，可以将板溪群和渫水河组划分为10个微相类型：

A_1．底砾岩相：为构造运动之后，地势夷平，海侵层序底部沉积。砾石呈次圆—圆状，主要成分为石英岩，脉石英，以3—5毫米为主。硅质胶结。

A_2．层间砾岩相：砾石成分主要为单晶、多晶石英，并含有下伏层位长板片状泥板岩砾，横向变化大，为河道或潮道底部冲刷滞留沉积。

B_1．具槽状、板状层理含砾粗砂岩—中粒砂岩相：槽状层理（图版Ⅰ，图1），槽长0.5—3.5米不等，层系厚度可达1.4米，单层厚为0.3—1厘米。层系底部常含石英细砾，向上粒度变细。板状层理（图版Ⅰ，图2a）单层厚0.2—0.4厘米，层理倾斜收敛角为25°—40°，是河床和河心滩常见的沉积构造。

B_2．平行层理粗—中粒砂岩相：平行层理单层厚度2—5厘米（图版Ⅰ,图2b）具可剥开的平直层理面，面上发育定向线状小突起，平行水流方向构成剥离线理。表明沉积物是在F值大于1的高流态下形成。常与板状层理共生。

1）湖南区调队，1980年，湖南地层总结，前寒武纪（打印稿）。

B_1、B_2相以岩屑石英砂岩为主。粒度曲线表现为二段式和四段式（图2，曲线1,2）。二段式由90%的跃移总体及10%的悬移总体组成。粒度分布于－0.5—4φ之间，显示出水流能量随下切深度的减小而降低，使水体载荷加大，悬移物质增多，较粗的跃移物质沉积下来。四段式曲线具有分选较好的推移总体和分选相对差的跃移总体，悬移总体占60%—20%，多是由于高水位期间河床侧向侵蚀，水位消退后侵蚀产生的粗碎屑以滚动方式搬运，细质点呈悬浮状态充填在粗质点空隙中一起沉积造成的。这两种曲线形态与格拉斯特[2]的古代点砂坝，网状河粒度曲线相似（图3）。

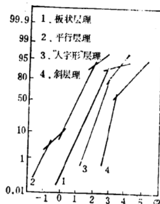


图2 B、C相概率曲线

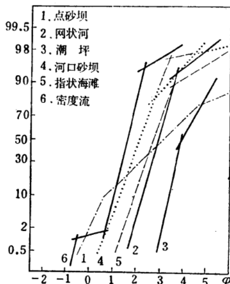


图3 古代沉积物概率曲线（据Glaister和Nelson，1974）

C_1．冲刷-充填构造粗—中粒砂岩相：呈透镜状分布，顶底面凸凹不平，扁平状板岩砾屑顺层分布，其视长径从0.3厘米至7.5厘米不等，为棱角状板条形碎片（图版I，图3）。是潮汐水流在泥坪上反复冲刷，使未完全固结的泥质沉积物侵蚀成残余碎片，在潮沟中沉积下来形成的，反映出未经长距离搬运的特点。

C_2．"人字形"双向斜层理粗—中粒砂岩相：其层理为潮汐水流双向往复流动形成的典型沉积构造。斜层理收敛方向相反，相差180°，以锐角与中间所夹泥板岩相接，岩性突变（图版I，图4）泥板岩为潮汐流反向停潮期悬浮作用形成的沉积物。C_2相常与具波状层理、叠移层理的砂岩共生，构成Klein（1977）[3]所称之为潮汐沉积特有的"B—C"层序下部单元。在板溪群中C_2相层系较薄，以7—16厘米为主，细层0.2—0.3厘米，是潮汐砂坪的产物。而在溇水河组中C_2相层系很厚，达1.5米，细层为0.3—4厘米，以粗砂岩为主，具河口潮汐砂坝，水下潮汐砂体的特征。

C_1和C_2相以长石石英砂岩和岩屑石英砂岩为主。粒度曲线主要为二段式（图2，曲线3、4），由分选好的跃移总体和斜率为40°—50°的悬移总体组成，截点突变，粒度分布于0—4φ之间，曲线特征与图2中古代潮坪沉积物曲线可对比。曲线所显示出的较好分选作用，系潮汐水流在潮汐砂坝和潮道中对沉积物反复簸选的结果。

D_1. 发育斜层理，再作用面，波状叠移层理的中—细砂岩相：分布于板溪群和溁水河组中—上部层位。以其再作用面上下斜层理倾向相反，倾角低缓而推断为海浪成因；以其再作用面上下斜层理倾向一致，倾角为15°—40°推断为单向水流河道砂坝水位变化冲刷成因。由于悬浮物质供应不足，常与波状叠移层理共生。

D_2. 具变形层理的中—细砂岩相：其变形层理包括：包卷层理（图版I，图5）、砂枕、砂球和重荷构造（图版I，图6a）。这些由于沉积物在上覆水体不均匀负荷作用下，液化、泄水、塑性变形所产生的原生沉积构造与滨浅海带波浪、潮汐流的涨落密切相关。

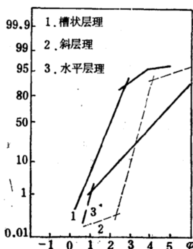


图4　D、E相概率曲线

D_1和D_2相以长石岩屑砂岩和石英长石砂岩为主。粒度曲线形态可识别出有类似于（图2）中的古代河口砂坝沉积物粒度曲线（图4，曲线1）和海滩沉积物曲线（图4，曲线2）。前者在分选较好的跃移总体与分选较差的悬移总体之间发育较宽的混合带，细截点具明显的过渡性。这是由于河流入海时，流速减弱，在水与沉积物界面附近，水体浓度增加，使悬移总体中粗组分增多，这种组分一经沉降也就成为跃移总体的一部分，致使跃移总体与悬移总体出现混合。海滩沉积物曲线呈三段式，具有低含量的推移总体，分选好的跃移总体和占10%—19%的悬移总体，粒度分布于0.5—4.5φ之间，表明经受过波浪的充分筛选作用。

E_1. 具水平纹理、潮汐层理、双粘土层构造和“火焰”构造的砂—板岩相：潮汐层理由波状，脉状、透镜状及泥砂薄层互层层理构成（图版I，图7）是潮坪环境中砂泥混合坪的代表性标志。双粘土层构造，据梁瑞仁研究（1981）[4]是由两次平潮期沉积的粘土和潮汐流床砂形体沉积的砂质束状体间列组成。“火焰”构造（图版I，图6b）为液化、呈沸腾状的泥质物在重载荷下挤入上覆砂体形成的，与前述重荷构造相辅相成。

E_2. 具极浅水暴露标志的砂—板岩相：这些标志包括泥裂、平顶波痕、双峰波痕等。泥裂（图版I，图8）为不规则状，裂纹中为泥质充填物，宽1—1.5厘米。平顶波痕（图版I，图9），波峰宽圆，波谷尖窄，波长2—4厘米，波高0.2—0.4厘米，波痕指数为2，是不同方向潮汐流改造砂波形成的。双峰波痕（图版I，图10），波脊呈直线状，大小波痕间列，是潮汐水流转变到一临界深度后，较大的流动波纹停止迁移，当更小的波纹在外流的潮汐水流保持其流速时，便在相对深的波谷中形成次级波痕。这些与潮汐后期上升径流和周期性暴露有关的沉积构造，在现代潮坪环境中常可见到。

E_1和E_2相以岩屑长石砂岩、长石岩屑砂岩和泥板岩为主。其粒度曲线（图4，曲线3）与（图3）中的密度流曲线相似，粒度范围宽，均值在3.7—4.3φ之间，分选差，浊度高。

构成以上10个微相的主要矿物成分有单晶、复晶石英、再旋回石英，显聚片双晶的斜长石，具格子状双晶的微斜长石，斜长石多为绢云母所交代。岩屑以硅质岩岩屑、燧石、板岩，砂岩岩屑为主，还有少量凝灰岩岩屑及绿泥石。常见的重矿物有锆石、电气石，金红石，赤铁矿，

磁铁矿等等。这些微相的化学组分与中酸性火成岩和杂砂岩有相近趋势，表明主要蚀源区可能为扬子古陆上古老的火成岩及变质岩剥蚀区。

三、微相组合、沉积序列、沉积环境

1. 微相组合

根据沉积构造、粒度特征、统计定量测量和数学模拟，以上10个微相主要以4种组合方式出现（图5）：

组合1：（A_2）—C_1—C_2—D_1—D_2—E_1—E_2，对板溪群下部9.4米一段具代表性的地层进行野外实测，7种微相类型和接触关系共出现102次（其中A_2相有时不稳定）。通过马尔柯夫概型模拟，得出数学模型（图6），表明组合1具有潮坪沉积层序特点，相模式(见图5)与Klein（1977）[3]所总结的潮坪沉积模式可对比。组合1从底部冲刷面开始出现暴露标志至平潮期沉积物结束，粒度由粗变细，水流动态以强变弱在板溪群中有规律的重复出现构成主要特征。取自组合1中的25个样品所做*C-M*图（图7），其数据点全部落在P.帕塞加*C-M*图的海滩沉积范围之内[6]，样品的*M*值均大于125μm，*C*值均大于200μm，图形与美国佛罗里达州东海岸滩沉积物的*C-M*图形相似，但总体上粒度较前者细，这是由于潮汐流平潮期悬浮物质的沉积量多于海浪作用带来的悬浮物造成的。

组合2：D_1—E_1—D_1为近滨浅海沉积层序，常夹于组合1之中。见于板溪群中—上部和渫水河组上部。

组合3：(A_1)—A_2—B_1—B_2—D_1—E_1，在渫水河组88米厚的一段地层内进行野外测量，6种微相类型和接触关系出现64次，构成7个向上变细的二元结构半韵律层序，最厚为26米，最薄为1.8米。经马尔柯夫概型模拟，得出数学模型（图8），其相模式（图5）与Harms(1975)总结的网状河沉积模式可类比[7]。其共同特征是下部单元由冲刷面上的含砾粗砂岩、粗砂岩组成。上部单元由细砂岩，泥板岩组成。层理类型从下部大型槽状、板状层理向上变为小型斜层理、水平层理；从下部具剥离线理的高流态平行层理，向上变为低流态的水平纹理。这些均表明河道具游荡性，不固定，水流变化大，堤岸沉积物不易保存或保存很少，因而剖面上保存较好的是下部单元河床沉积、心滩沉积和河道滞留沉积物。取自组合3中的31个样品所做*C-M*图（图9），*C*值大于400μm，*M*值小于600μm，其图形相仿于P.帕塞加的牵引流沉积物图形，具以下几段：

***OP*段**：沉积物以滚动搬运为主，有极少量的悬浮搬运，*C*值在2000μm左右，*M*值大于1000μm，表现为组分粗和流态高的特点。

***PQ*段**：以悬浮搬运为主，夹少量滚动搬运颗粒，有从上游向下游粒度变小的趋势。最易滚动颗粒的粒径为1700μm，粗砂级，流态较高。

***QR*段**：代表递变悬浮的沉积物，粒度逐渐变细，密度减小，*C*值和*M*值成比例增加，呈近于平行$C=M$的直线段。段中基本上无滚动颗粒。这是由于涡流流速降低时，粗的颗粒被细的物质迅速埋藏而不能发生滚动，其最大扰动系数为1000μm。

图中缺少牵引流中以均匀悬浮为特征的*RS*段，且总体粒度偏粗。这与上述网状河沉积动态相合。

组合4：(C_1)—C_2—E_1—C_2—C_1，为潮间—潮下砂体，潮道、砂嘴平台沉积层序。仅出

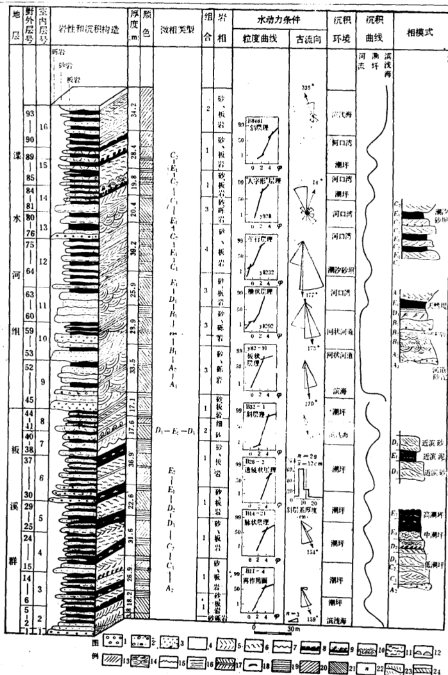


图5 板溪群和漤水河组沉积相综合柱状图

1．砾岩 2．含砾砂岩 3．砂岩 4．泥板岩 5．"人字形"层理 6．波状迭移层理 7．平顶波痕 8．泥裂 9．重荷及"火焰"构造 10．包卷层理 11．脉状层理 12．透镜状层理 13．斜层理 14．槽状层理 15．双峰波痕 16．水平层理 17．大型"人字形"层理 18．泥砾 19．紫红色 20．灰绿色 21．灰紫色 22．频数 23．再作用面 24．板状层理

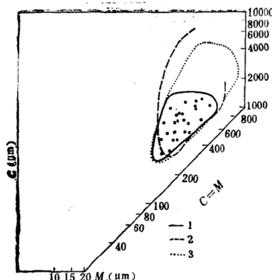


图7　板溪群下部C-M图

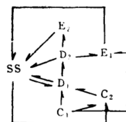


图6　板溪群下部沉积相数学模型

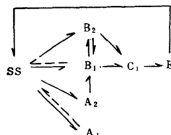


图8　溧水河组下部沉积相数学模型

现在溧水河组中上部。据其大型"人字形"层理厚度统计，呈双众数特征。以单层产状经校正后做古水流玫瑰花图（图5），表现出具多向—双向性，应是潮汐流与岸流、河口水流相互作用的产物。据梁瑞仁（1981）对欧洲比利牛斯山脉Tremp-Graus盆地边缘始新世的古代潮滩沉积研究[4]，认为这种具双向大型交错层理粗一中粒砂岩，是潮汐砂坝叠置而成，产于潮口湾—河口湾环境。

2. 沉积序列和沉积环境

上述4种组合形式，构成了剖面上板溪群、溧水河组两个沉积序列，反映出两种不同的沉积环境：

板溪群碎屑潮汐沉积序列（见图5）：由组合1，组合2构成。取自这一序列的6个

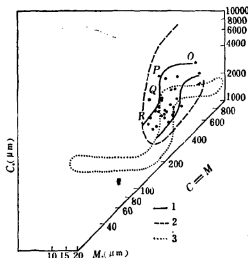


图9　溧水河组下部C-M图

微量元素分析样品，其数据在V/B相散点图（图10）和B-Ga-Rb三成分相三角图上（图11），数据点全部落在海相区内：在B/Ga相散点图内4个点落在海相区，2个点落在近海相区的陆相区边缘（图12）。取自这一序列的5个沉积磷酸盐分析样品，在以$Ca_3(PO_4)_2$和$FePO_4$摩尔数做的相散点图上（图13），样品点全部位于海相区内。据沉积构造、粒度特征和上述各方面因素综合分析，板溪群的沉积以潮汐流、海浪为主要沉积营力，古水流指向海方。以完整的潮坪沉积层序厚度计算，板溪群沉积时最大古潮差约为3.2米，以沉积磷酸盐法计算的

古盐度为24.27%。推断板溪群形成于开阔型中等潮汐非成熟海岸环境中（图14）。

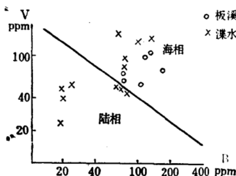


图10 V/B相散点图

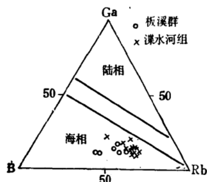


图11 B-Ga-Rb相散点图

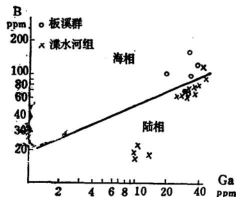


图12 B/Ga相散点图

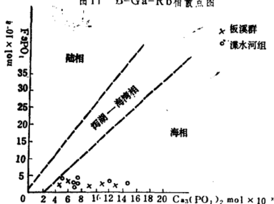


图13 $FePO_4/Ca_3(PO_4)_2$相散点图

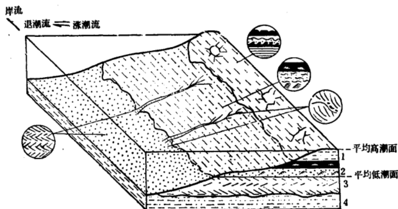


图14 板溪群碎屑潮汐沉积环境模式图

1，泥坪 2，砂泥混合坪 3，砂坪及潮下砂体 4，近滨泥

溧水河组网状河—河口湾沉积序列（图5）：从下至上由组合3、组合4、组合1和组合2构成。取自这一序列中的12个微量元素分析样品，在图10中数据点多数落在陆相区内，少数落在海相区；在图11中，样品点落在了近于陆相区的海相区域；在图12中，大多数样品点集中于过渡区域内；在图13中，样品点也分布在近于过渡相的海区边缘。综合各种因素分析，形成溧水河组的沉积营力，先期以单向牵引的河流为主。据Moody Stuart（1966）的河流宽度/深度关系图及其公式，用斜层系厚度计算，古河流平均宽度约为300米，深度约为2.95米，具网状河水浅流急的特点。以沉积磷酸盐法计算古盐度为22.54‰。以潮汐沉积层序计算古潮差大于4米。推断溧水河组沉积序列形成于网状河—大潮海岸河口湾沉积环境（图15）。由于潮汐流加强，沿河道上溯，主要古流向从指向海方转而指向陆方，或呈多向性。同时，河口淡水的持续混入，降低了古盐度。

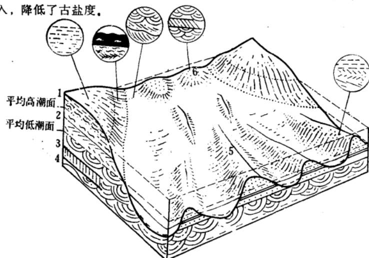


图15 溧水河组网状河—河口湾沉积环境模式

1．泛滥平原或天然堤 2．潮坪 3．河道沉积 4．潮下砂泥 5．潮间、潮下砂体 6．心滩

四、地层划分

由于剖面上缺乏典型的可用于划分板溪群和溧水河组的生物标志及同位素年龄资料，本文根据沉积相、沉积序列分析，从岩石地层学的角度，探讨二者关系。

1．沉积序列与沉积间断

据瓦尔特相律，在没有发生沉积间断的情况下，沉积相及其沉积环境随着时间的进程在空间上呈连续展布，古代地层的沉积序列，是其空间和时间的统一体。因此运用这一相律可探讨地层沉积是否存在沉积间断，从而重新厘定地层划分方案。

杨家坪剖面板溪群和溧水河组，从野外观察，虽地层产状大体一致，然而各种沉积因素综合分析表明二者之间存在沉积间断：溧水河组以底面凸凹不平的白色厚层石英砾岩与下伏板溪群薄层紫红色板岩呈突变接触；板溪群顶部潮坪韵律层突然消失而代之以溧水河组厚层

无韵律的砾岩、粗砂岩；具典型潮坪沉积构造的微相组合1突与具网状河二元结构的组合3相接：板溪群由潮坪和浅海韵律层构成一个大的海退旋回，澧水河组则由网状河道、潮汐砂坝和潮坪、浅海韵律层构成一海进→海退→海进的反旋回，该旋回底部的石英砾岩，据实地观测，从湖北宜昌三峡至湖南常德太阳山均有分布，其成分与粒度具底砾岩特征，表明是一次区域性海侵的产物。这种沉积序列的空间展布关系，说明板溪群潮坪沉积环境与澧水河组下部网状河沉积环境之间缺少连续沉积序列所对应的三角洲沉积环境，因此二者之间存在较长时期的沉积间断。

2. 杨家坪剖面上元古界划分

由于沉积介质不连续，地层可产生不同规模的沉积间断，而被区域性地壳运动及其伴生特征证实的沉积间断，是划分地层的有力依据。

杨家坪剖面板溪群沉积物中，碎屑多呈棱角状，长石较多；具卡纳复合双晶的长石晶屑和港湾状石英晶屑似为直接落入水体的火山喷发沉积物；杂基含量常大于15%，接近杂砂岩比值，剖面结构中泥砂比值平均为1:3，这种结构成熟度和成分成熟度偏低的特征常见于非稳定类型沉积组合。澧水河组沉积物中，碎屑次圆—圆状为主；石英和硅质岩屑含量常在90%以上；少量凝灰岩岩屑为陆相喷发火山岩；杂基含量平均为5%；具有稳定类型沉积组合的典型特征。板溪群中绢云母、绿泥石化普遍，表明其为浅变质岩群；澧水河组下、中部基本不变质。板溪群轴面劈理发育，据此做微构造分析得出其褶皱轴向为北东68°左右；澧水河组轴面劈理不发育，然该地区中岭坪震旦系灯影组东西延伸的褶皱轴向，亦可为杨家坪震旦系澧水河组的褶皱轴向提供佐证。

综上板溪群和澧水河组在沉积物成熟度、火山物质的成因、形态、区域变质程度和构造轴向上的明显差异，说明板溪群不具有澧水河组较成熟的盖层性质，它们分属于不同的构造层，呈平行不整合接触。两者之间的沉积间断是雪峰运动及其不均衡性的反映，据此，本文作如下划分：

上覆地层：寒武系下统杨家坪组

———————

震旦系下统灯影组

———————

震旦系上统陡山沱组

- - - - - - - -

震旦系下统南沱组

- - - - - - - -

震旦系下统湘锰组

- - - - - - - -

震旦系下统澧水河组

- - - - - - - -

板　溪　群

〰〰〰〰

下伏地层：　冷家溪群

由于剖面上板溪群内五强溪组与马底驿组无明显界线，本文暂未做具体划分。

从石门杨家坪向北至湖北三峡，未见板溪群出露，向南至常德太阳山，板溪群则由扬子地台边缘的潮坪沉积变为斜坡上过渡类型沉积组合，局部出现浊流沉积，至黔东北则与活动类型的下江群浊积岩相当；澧水河组从湖北三峡经石门杨家坪至常德太阳山一线，以河流相，浅海相稳定类型沉积为主，至黔东北厚度增大，活动组分增多，形成巨厚的江口组沉积。

板溪群和渫水河组的沉积过程，也是扬子地台东南大陆边缘褶皱基底和真正的盖层演化形成过程。

在本文的野外和室内工作中得到了王鸿祯教授、刘本培教授、王自强老师、朱鸿老师的悉心指导，湖南区调队前寒武系研究组给予了多方面的帮助，并提供了有关资料，在此一并致谢。

参考文献

〔1〕 王鸿祯等，1980，中国晚元古代构造与古地理，地质科学，第二期。

〔2〕 Glaister, R. P and H. W. Nelson, 1974, Grain-size distributions, a aid in facies identification, Bull. Canadian Petroleum Geo., , Vo. 22 P. 203-240

〔3〕 Klein, G. de V, 1977, Clastic tidal Facies. (Champaigne, Ⅱ. Continuing Education Pub.Co.)

〔4〕 梁瑞仁，1981，沉积学讲座。

〔5〕 Reading, H.G.1978, Sedimentary Environments and Facies. Oxford Blackwell Scientific Fub.

〔6〕 Passaga, R., 1975, Texture as characteristic of clastic deposition, Bull.AAPG., 41, pp.1952-1984.

〔7〕 刘宝珺主编，1980，沉积岩石学，地质出版社。

图版说明

1. 渫水河组 大型槽状层理，B_1相；2. 渫水河组 大型板状层理，2*a*：B_1相；渫水河组 大型平型层理，2*b*：B_2相；3. 板溪群C_1相冲刷一充填构造；4. 渫水河组C_2相大型"人字形"层理；5. 板溪群D_2相包卷层理；6. 板溪群D_2相重荷构造（*a*），"火焰构造"（E_1相，*b*）7. 板溪群E_1相潮汐层理；8. 板溪群E_2相泥裂；9. 板溪群E_2相平顶波痕；10. 渫水河组E_2相双峰波痕。

SEDIMENTARY FACIES AND STRATIGRAPHIC DIVISION OF THE UPPER PROTEROZOIC BANXI GROUP, DIESHUIHE FORMATION IN YANGJIAPING REGION, NORTHWESTERN HUNAN

Zhang Ling Hua

Abstract

Study on the sedimentary facies and ancient environment of the Upper Proterozoic Banxi Group, Dieshuihe Formation in the Yangjiaping region, northwestern Hunan is of great siginificance in the subdivision and correlation of the Upper Proterozoic in South China.

In this region, the Upper Proterozoic includes the Banxi Group at the bottom of the Sinian System.

Ten clastic microfacies in the Yangjiaping section can be recognized.

The main sedimentary structures are large trough crossbedding, slab bedding, parallel bedding, interference ripple marks, wrinkle marks, reactivation surfaces, load structure and double clayparting structure ect,

Four sedimentary associations may be discerned on account of their sedimentary structures, chemical constituents, mineral assemblages and grain-size distribution of these microfacies.

In the succession, two sequences can be distinguished. They reflect different sedimentary environments:

1. The Banxi Group was formed in a clastic tidal flat environment of open coast which grew shallower upwards.

2. The Dieshuihe Formation was formed in estuary-clastic tidal flat environment which became ever deeper.

From the sedimentary cycles of these facies sequences, the results of structure analysis and the non-sequence of sedimentary environments, the Yangjiaping section may be divided into three different structural sequences: the Lengjiaxi Group folded basement, the Banxi Group para-cover strata and the Sinian System true cover strata which include the Dieshuihe Formation.

扬子地台震旦系古地磁初步研究及其构造意义

朱　鸿

近年来，我国广大地质学者对震旦系进行了广泛而深入的研究。通过对岩石地层、同位素地质、后生动物群及古冰川等多学科较全面的综合研究，扬子地台许多地区震旦系的划分与对比已基本确立。对震旦系的古地磁也已作了比较系统的研究：在六十年代初期，刘椿、刘海山曾对湖北宜昌的莲沱群和安徽休宁的休宁群进行过古地磁测定；1979年李普、刘椿又对宜昌的莲沱组及南沱组做了古地磁研究；为了研究扬子地台晚元古代大地构造演化问题，作者先后（1979—1982年间）对湖北宜昌、贵州东部、湖南石门和安徽休宁等地震旦系进行了较系统的古地磁采样测试。

本文试图依据这些地区所获得的数据资料，对扬子地台震旦系磁性地层学、古地理古气候特点及有关大地构造问题作一些探讨。

一、地层概况及标本选采

我们选择取样的四个地区的震旦系剖面，地层对比关系基本上是清楚的，宜昌震旦系的同位素年代表也已基本建立，这对我们开展古地磁研究提供了良好的条件。

1.　湖北宜昌剖面

下统莲沱组，下部以紫红色含砾长石石英砂岩为主，发育大型斜层理，属河流相，与下伏黄陵花岗岩呈不整合接触。下部凝灰岩铀-铅年龄为740±16百万年。中上部为紫红色凝灰质砂岩、细砂岩；南沱组为紫红色、黄绿色冰碛砂岩、含砾泥岩，中下部夹一层透镜状灰紫色石英砂岩。在本区西南长阳县古城，南沱组冰成岩实际上是由上下两套冰碛岩及中部的间冰期产物——黑色含锰层所组成。下部冰碛层为块状冰碛砾岩，厚度不大，称古城组；中部为黑色含锰页岩，称大塘坡组；上部为南沱组冰碛岩。大塘坡组铷-锶全岩等时年龄值为739百万年。

上统陡山沱组，为黑色泥质碳质白云岩，黑色含锰页岩及含磷结核黑色页岩，近顶部铷-锶等时年龄为700±5百万年，与下伏南沱组呈假整合接触。灯影组为厚层灰白色、灰黑色白云岩，上部与富含小壳动物群的下寒武统天柱山段为连续沉积。天柱山段上部铷-锶年龄值为602±15百万年。

作者在莲沱镇东王丰岗、镇东沿江公路、天柱山及田家园子对四个组系统地采集了定向标本，并在天柱山段加密取了样。在长阳古城补采了大塘坡组及古城组的标本。全剖面共布采点61个，取标本136块，加工成3×3×3立方厘米样品500余个。

2．贵州东部剖面

我们在松桃县杨立掌、清镇阿坝寨、织金戈仲伍、四川秀山溶溪及湖南花垣县民乐等地对震白系下统莲沱组、南沱组（包括下部冰碛层、大塘坡组含锰层和上部冰碛层），上统陡山沱组、灯影组及下寒武统选采标本68块，加工成样品200余个。

3．湖南石门剖面

石门杨家坪剖面的震旦系下统沙窝组，为紫红色含砾粗砂岩、砂岩、长石石英砂岩，具大型斜层理，属滨海相沉积。南沱组下部为含冰碛砾石的砂质板岩，中部为黑色灰质板岩、铁锰质板岩，上部为黑色块状含冰碛砾石的砂质板岩、冰碛岩。上统陡山沱组产磷矿，灯影组中上部产叠层石藻礁，顶部与产小壳动物化石的下寒武统逐渐过渡。全剖面共布采点24个，采标本120块，加工样品480余个。

4．安徽休宁兰田剖面

震旦系下统休宁组，为灰绿色、灰紫红色细砂岩、粉砂岩及粉砂质泥岩，具平直的微细层理，与下伏上元古界上溪群呈角度不整合接触；雷公坞组为灰绿色、黄绿色含冰碛砾石的板岩、凝灰岩及粉砂质泥岩。上统兰田组，为黑色含铁锰质泥岩、粉砂质泥岩及薄层灰岩，泥岩具微层理；皮园村组为灰黑色薄层条带状硅质岩。此次在全剖面及下寒武统荷塘组黑色炭质页岩中共布采点18个，采标本126块，加工样品500余个。

在上述四地区选择剖面完整、构造较简单、露头较新鲜地点取样，基本上能满足古地磁研究的要求。

二、样品的测量及检验

宜昌和贵州样品是在科学院地球物理所实验室利用拉姆-24型无定向磁力仪测试的，其灵敏度为10^{-8}CGSM。退磁试验及全部样品退磁均在交变磁场下进行。湖南样品是在天津地矿所实验室使用JR-4型旋转磁力仪测试的，其灵敏度为3×10^{-8}CGSM，全部采用交变场退磁。安徽样品是在地质力学所实验室测试的，亦使用JR-4型旋转磁力仪，绝大部分样品用逐步热退磁方法，部分样品用交变场逐步退磁方法进行测试。

检验结果表明：莲沱组及休宁组上部的灰紫红色砂岩磁性很强，剩余磁化强度很稳定。在图1、2中，休宁组砂岩（13-5-2及14-7-4）的相对强度变化曲线接近矩形，直到温度增高到680℃时，相对强度值突然下降到接近于零。磁化方向很集中。在矢量图上，温度为150℃时出现的拐点表明，低温时退掉了后期获得的低阻挡温度的次生磁化分量，随后在逐步升温过程中只揭示一个磁化强度分量。这很可能代表了此类岩石的原生剩余磁化方向。

大多数样品磁性较强，剩余磁化强度较稳定。如兰田组灰色粉砂岩（图3），退磁过程中相对强度均匀下降，磁化方向相当集中，基本上显示出只有一个磁化分量。皮园村组黑色硅质岩（图4），退磁过程中剩余磁化方向基本上没有变化。相对强度在560℃后出现明显的衰减现象。对这一类样品，作者分别采用高温（500℃左右）和强磁场（700—800奥斯特）下对应的剩余磁化方向作为原生的剩余磁化方向。另如宜昌灯影组白云岩〔X-27-3-(2)〕及陡山沱组泥质炭质白云岩〔X-23-2-(2)〕（均见图5）及湖南石门湘锰组黑色铁锰质页岩(图6)，它们在退磁过程中相对强度下降缓慢，到交变磁场值达800—1000奥斯特时，相对强度仍在50％—80％左右，磁化方向均相当集中，一般能分出2—3个磁化分量。对这类样品，作者则采用最佳退磁场300奥斯特一次退磁后所测得的剩余磁化方向作为原生的剩余磁化方向。

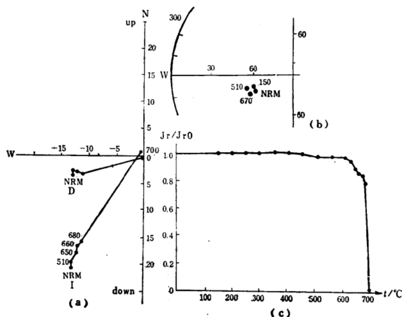


图1 样品13-5-2热退磁结果

(a)Z氏矢量投影图 (b)武尔夫网立体投影图 (c)相对强度衰减曲线图(下同)

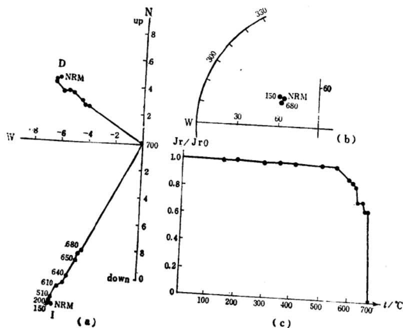


图2 样品14-7-4逐步热退磁结果

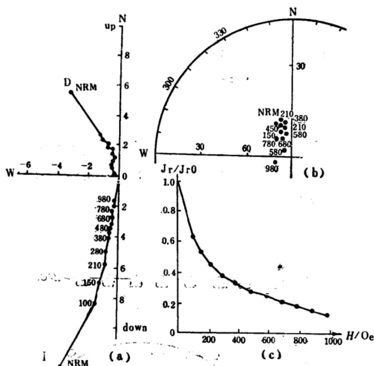


图3　样品5-1-1交变场退磁结果

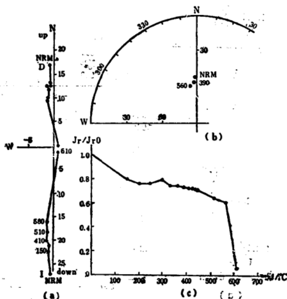


图4　样品2-4-1逐步热退磁结果

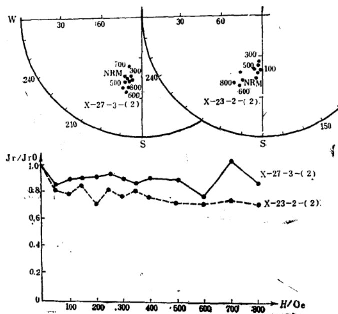


图5 样品X-27-3-(2) X-23-2-(2)交变场退磁结果

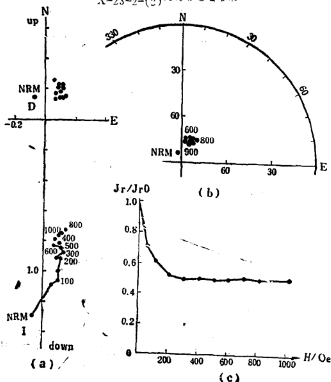


图6 样品N-96-4-(3)交变场退磁结果

另有少数样品如冰碛岩等，剩余磁化强度很不稳定，退磁过程中其剩磁方向和相对强度都有较大的变化。作者利用冰碛岩中的砂岩夹层及南沱组上部的层状冰碛泥岩的剩余磁化分量并参考了南沱组中大塘坡段含锰层[2]的剩余磁化特征来确定南沱组的特征磁化方向。

三、测量结果及讨论

根据所测样品剩余磁化方向，运用费舍尔统计方法，求出了震旦系—下寒武统各组段的各项古地磁参数，其结果见表1。在表中，宜昌、石门及休宁各地层单元的精确度K值一般均在10左右，百分之九十五置信圆锥半顶角（α_{95}）绝大多数都小于20°，因此总的说来精度

表1　扬子地台震旦纪—早寒武世古地磁资料

采样地区		采样地层	标本数及样品数	退磁方法	平均剩余磁化方向				古地磁极位置		极误差		古磁纬度（度）
					$D°$	$I°$	K	$\alpha_{95}°$	$\lambda_p°$ (E)	$\varphi_p°$ (N)	$\delta_p°$	$\delta_m°$	
湖北宜昌		7. $\in_1$天柱山段	5 (18)	AF	21.2	47.4	36.4	12.9	201.2	71.5	10.9	16.7	28.5
东经	震旦系	6. 灯影组	21 (76)	AF	355.0	42.2	8.3	15.2	325.9	82.3	11.5	18.9	24.4
111.2°		5. 陡山沱组	44 (149)	AF	64.5	23.1	8.3	24.3	203.5	27.9	13.7	25.8	12.1
北纬		4. 南沱组	23 (79)	AF	170.8	53.2	14.5	18.4	119.6	−24.9	17.7	25.5	33.7
30.8°		3. 大塘坡组	3 (11)	AF	86.5	41.5	3.3	44.7	182.0	14.7	33.3	54.6	23.8
		2. 古城组	2 (8)	AF	98.3	39.7	143.7	8.3	177.7	4.7	5.9	9.9	22.5
		4′ 平均(2.3.4)			112.2	50.2	7.2	30.2	155.7	5.3	27.1	40.5	31.0
		1. 莲沱组	27 (88)	AF	90.1	74.1	29.8	18.1	144.8	26.4	29.6	32.8	60.3
贵州东部		7. $\in_1$戈仲伍组	6 (23)	AF	14.7	40.4	7.4	26.5	207.7	76.2	19.4	32.0	23.1
东经	震旦系	6. 灯影组	3 (6)	AF	333.9	38.8	18.2	29.8	11.2	65.8	21.1	35.5	21.9
105.8°—		5. 陡山沱组	6 (7)	AF	10.6	47.6			195.6	80.7			28.7
109.3°		4. 南沱组	3 (9)	AF	24.1	−28.5	15.4	32.6	257.4	40.8	19.7	35.8	−15.2
北纬		3. 大塘坡组	11 (38)	AF	48.0	42.0	11.7	14.0	192.7	47.1	10.6	17.2	24.3
26.7°—		2. 下冰碛层	10 (28)	AF	26.7	32.3	6.1	33.8	217.2	63.2	21.5	38.1	17.5
28.4°		4′ 平均(2.3.4)			32.1	16.7	4.3	39.1	225.3	54.0	20.8	40.3	8.5
		1. 莲沱组	3 (9)	AF	333.8	61.4	9.6	42.2	72.8	56.4	50.0	65.0	42.5
湖南石门		7. $\in_1$水井沱组	5 (13)	AF	237.9	48.9	9.3	14.4	62.7	−8.7	12.5	19.0	29.8
东经	震旦系	6. 灯影组	5 (11)	AF	275.8	19.7	13.0	13.2	26.2	10.0	7.2	13.8	10.2
110.8°		5. 陡山沱组	15 (38)	AF	340.0	18.0	8.6	7.7	337.0	62.0	4.2	8.0	9.2
北纬		4. 南沱组	10 (30)	AF	345.5	19.1	16.7	6.3	327.6	65.7	3.4	6.5	9.8
29.9°		3. 湘锰组	5 (12)	AF	356.6	−25.3	3.4	27.8	295.6	46.7	16.1	29.9	−13.3
		2. 下冰碛层	5 (6)	AF	317.7	23.5	6.3	29.1	5.7	47.1	16.5	31.0	12.3
		4′ 平均(2.3.4)			342.0	9.5	8.3	24.3	328.4	59.7	12.4	24.6	4.8
		1. 沙窝组	20 (63)	AF	2.3	36.0	4.6	8.2	278.3	79.7	5.5	9.6	19.9
安徽休宁		7. $\in_1$荷塘组	5 (5)	T	256.5	68.7	17.2	15.1	79.8	15.6	21.6	25.5	52.2
东经 118.1°	震旦系	6. 皮园村组	14 (26)	T	333.6	77.4	15.2	7.0	101.5	50.5	12.3	13.2	65.9
		5. 兰田组	11 (14)	T	302.2	56.1	3.8	19.3	52.3	41.9	19.9	27.7	36.7
北纬		4. 雷公坞组	21 (21)	T	255.0	46.6	4.0	15.3	59.4	2.4	12.7	19.7	27.9
29.9°		1. 休宁组	24 (35)	T	199.3	83.8	5.0	10.6	113.9	18.3	20.5	20.9	77.8

表中：AF—交变退磁　T—热退磁　$D°$—平均磁偏角　$I°$—平均磁倾角　K—精度参数　$\alpha_{95}°$—百分之九十五置信圆锥半顶角　古地磁极位置：$\lambda_p°$—经度　$\varphi_p°$—纬度

注：在前文和图3，图5，图6中，奥斯特（Oe）〔≙（1000/4π）A/m〕

是较高的。贵州样品中,戈仲伍组及大塘坡组样品数量较多,磁化方向较集中，置信度较高，而其它各组则由于样品数量较少，磁化方向较分散，置信度较低，只作参考。

在图7、8中分别绘出了四地区的视古磁极游移轨迹。

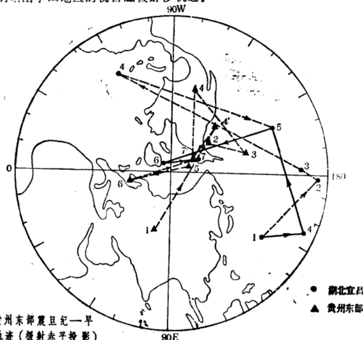


图7　湖北宜昌、贵州东部震旦纪—早寒武世视古磁极游移轨迹（极射赤平投影）
1—7地层单元见表1（后同）

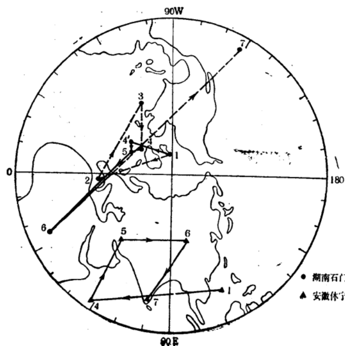


图8　湖南石门、安徽休宁震旦纪—早寒武世视古磁极游移轨迹（极射赤平投影）

为了进行比较，作者在表2和图9中引用了近年来李普等对云南晋宁、湖北峡东及安徽休宁震旦系古地磁测试数据和极移曲线。可见张文治等所测宜昌的极移曲线与作者所得结果大体相近。李普等所测云南晋宁的极移曲线与我们的宜昌的结果则存在一定的差别。李普、刘椿等所测宜昌莲沱组的磁极位置与我们的差别也较大，而刘椿等所测皖南休宁群的磁极位置与作者所测大体相近。

表2　云南、峡东、皖南震旦系古地磁数据

地层	标本产地		标本数	古地磁极位置		古磁纬度	资料来源
	经度(E)	纬度(N)		经度(E)	纬度(N)	(N)	
梅树村组	云南晋宁 102.7°	王家湾 24.6°		122.0°	69.7°	43.4°	李普，梁其中，1980
灯影组	同上	同上		45.5°	85.5°	25.8°	同　上
王家湾组	同上	同上		302.0°	76.9°	19.6°	同　上
南沱组	同上	同上		216.6°	54.7°	16.9°	同　上
澄江组	同上	同上		181.2°	51.1°	25.6°	同　上
水井沱组	湖北 111.2°	峡东 30.8°	4	212.0°	25.0°	3.0°	张惠民，张文治，李普 1982
灯影组	同上	同上	21	223.2°	43.2°	9.7°	同　上
陡山沱组	同上	同上	55	215.7°	40.1°	9.6°	同　上
南沱组	同上	同上	14	198.0°	21.0°	17.0°	同　上
大塘坡组	同上	同上	5	211.0°	30.0°	7.0°	同　上
古城组	同上	同上	5	128.0°	−11.0°	36.0°	同　上
莲沱组	同上	同上	28	190.5°	35.3°	25.2°	同　上
莲沱组	110.9°	30.9°	20	91.0°	33.0°	72.0°	李普，刘椿，1979
莲沱组	111.1°	30.7°		95.0°	37.0°	76.0°	刘椿，刘海山，1965
莲沱组	111.2°	30.8°	42	128.0°	33.0°	75.0°	李普，刘椿，1979
南沱组	111.2°	30.8°	13	114.0°	36.0°	84.0°	同　上
休宁群	118.1°	29.9°	5	90.0°	45.0°	63.0°	刘椿，冯皓，1965
休宁群	118.1°	29.9°		98.0°	42.0°	70.0°	刘椿，刘海山，1965
休宁群	118.6°	30.1°		100.0°	35.0°	73.0°	同　上
雷公坞组	117.8°	30.0°	4	152.3°	31.4°	60.5°	牟用吉，陆介儒，1978

据表1和图7、8分析可以看出、宜昌、石门和休宁三地区的古磁纬度及视古磁极游移轨迹都存在着较大的差别。一般说来，在同一地块上的同时代地层，其古磁极位置应基本相同或相近。那么实际上存在着上述较大的差别，一方面可能表明各剖面测试精度可能存在着不一致，但另一方面，在震旦纪时（特别是早期）扬子地台是否已经形成了统一的块体也是值得怀疑的。

四、扬子地台的构造演化

根据上面的分析，就古地磁结果而言，在震旦纪期间，湖北宜昌、湖南石门和安徽休宁似应分别属于三个地块。从实际地质资料来看，安徽休宁震旦系虽然其基本层序与宜昌相似，但它们之间的沉积特征却有较大的差别。所以，它们在古地磁特征方面的差异很可能正是这种差别的反映。因此，作者认为，在当时，宜昌与休宁二地区分别属于两个地块可能是合理的，在图10中，前者属于川中微型大陆，即上扬子地块的一部分，以地块Ⅰ代表，后者

当时可能与南黄海等地一起构成另一个微型大陆，即下扬子地块的一部分，以地块Ⅱ代表。对于湖南石门震旦系古地磁结果的解释，却遇到了很大的困难。因为据古地磁结果它似乎应当属于另一个地块。但按照地质上的传统认识，晋宁运动后已形成了扬子地台的统一褶皱基底，震旦系是作为第一个沉积盖层而发育的。实际上，石门的震旦系其层序与沉积特征和宜昌基本相同，地理位置亦很接近，因此震旦纪时它应是上扬子地块的一部分。在后面的讨论中，我们将暂不考虑湖南石门所获得的数据，留待进一步研究解决。

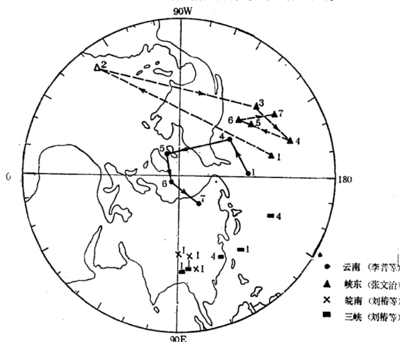


图9 云南、峡东及皖南震旦系古磁极位置（据李普等）

为了研究震旦纪至早寒武世阶段地块Ⅰ、Ⅱ之间构造演化问题，作者编制了两地块的相对位置演化关系示意图（图10）。在图中，地块在纬向方向上的位置一般应以计算求得的各地层组的古磁纬度为依据，但实际上，考虑到纬向方向上极误差值δ_p的存在，应以校正了极误差值δ_p后的古磁纬度数值为依据才较为合理。本文采用扣除了各自的误差值后的数据作为地块在纬向上定位的依据，其结果如下表（表3）。因为古地磁方法不能确定经度，所以本

表3 震旦纪至早寒武世地块Ⅰ、Ⅱ古磁纬度及其误差（$\varphi_{古}-\delta_p$）

地区	地层	$\varphi_{古}-\delta_p$	地区	地层	$\varphi_{古}-\delta_p$
湖北宜昌	∈₁ 天桂山段	28.5°−10.9°=17.6°	安徽休宁	∈₁ 荷塘组	52.2°−21.6°=30.6°
	灯影组	24.4°−11.5°=12.9°			
	陡山沱组	12.1°−13.7°=−1.6°		皮园村组	65.9°−12.3°=53.6°
	南沱组	33.7°−17.7°=16.0°			
	大塘坡组	23.8°−33.3°=−9.5°		兰田组	36.7°−19.9°=16.8°
	古城组	22.5°−5.9°=17.4°			
	南沱组平均	31.0°−27.1°=3.9°		雷公坞组	7.9°−12.7°=15.2°
	莲沱组	60.3°−29.6°=30.7°		休宁组	77.8°−20.5°=57.3°

文采取参考两地块现今的相互地理位置再在经向上选用最小距离以代表地块当时可能的定位的原则来确定地块在经向上的位置。

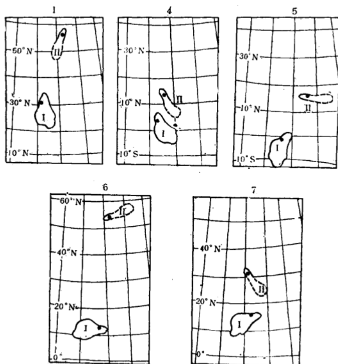


图10 震旦纪—早寒武世地块Ⅰ、Ⅱ相对位置示意图

1．莲沱期 4．南沱期 5．陡山沱期 6．灯影期 7．早寒武世早期

Ⅰ．上扬子地块 Ⅱ．下扬子地块

（1）莲沱期：宜昌的古纬度为31°N，地块Ⅰ主体位于北纬20°以北的温热干旱带地区，处于气温高、氧化强的气候条件之下，这和宜昌及贵州东部等地莲沱组中发育的含铁质紫红色碎屑岩的气候条件是一致的。而地块Ⅱ却处于中高纬度带（57°N），为温和的潮湿气候条件。休宁组主要为灰紫红色、灰绿色粉砂岩及泥岩，与所处气候环境是吻合的。两地块间相距很远，可达2800公里左右。与现代地理位置相比，地块Ⅰ逆时针旋转90°左右，而地块Ⅱ却逆时针旋转199°左右。

（2）南沱期：地块Ⅰ先向南漂移，在南纬10°左右高温多雨气候条件下发育了黑色含锰页岩。但此阶段大部时间，地块Ⅰ基本上处于横跨赤道两侧低纬度区，广泛发育冰成岩，这和晚前寒武纪时在低纬度带广泛发育冰川作用的资料是吻合的。地块Ⅱ以较大的速度向南漂移到15°N左右，亦处于低纬度带。二者之间的距离缩小到1100公里左右。与莲沱期相比，地块Ⅰ又逆时针旋转32°，而地块Ⅱ则逆时针旋转56°。

（3）陡山沱期：地块Ⅰ由北向南漂移达南纬2°附近并顺时针旋转58°，呈近南北向站立，主体位于赤道南10°以内。地块Ⅱ只略向北漂移不远，又逆时针旋转47°。

（4）灯影期：地块Ⅰ又缓慢的向北漂移到北纬13°附近，顺时针旋转70°，地块Ⅱ却以

很快的速度向北漂移到54°N附近，与地块Ⅰ之间距离增大到4500公里以上。

（5）早寒武世早期：地块Ⅰ向北漂移到北纬17°附近，而地块Ⅱ由北向南漂移，到达北纬31°附近，与地块Ⅰ间距离缩小。

综上所述，现有的古地磁资料表明，晋宁运动后，扬子地台的统一褶皱基底似乎并未形成。莲沱期，上扬子、江南及下扬子地区可能仍分别属于彼此分离而又相距甚远的三个地块。澄江运动对形成统一的扬子地台可能是一次重要的地壳运动。在这之后，上扬子及江南地区彼此挨近或接近于拼合在一起，扬子地台的主体可能基本形成。但当时的位置可能接近赤道，与今天上扬子地区的地理位置（指宜昌，现位于北纬31°左右）相比要偏南许多。而下扬子地区经澄江运动后，仍未与地块Ⅰ拼合在一起。因此很可能表明，下扬子地区当时是另一个独立演化发展的地块。

对下扬子地区的构造性质，长期以来有两种相反的认识。一种认为属于稳定的地台，为扬子地台的一部分；另一种认识是本区在震旦纪至古生代，其大地构造性质均比上扬子地区要活动，其地质构造特征更接近于过渡类型，故不少地质学者称之为下扬子地槽。因此，作者认为，从古地磁资料所揭示的上、下扬子地区的这种差异性，很可能正是这种特征的反映。

本文是几年来作者试图运用古地磁方法研究大地构造问题的一个初步尝试，所做的分析讨论是不成熟的，请给予批评指正。

研究工作是在王鸿祯教授指导下进行的。野外采样期间，得到了湖北省地矿局研究所、贵州省地矿局108队、湖南省地矿局区调队及安徽省地矿局区调队大力支持。野外先后帮助采样的有林秀伦、赵良政、王砚耕、王自强、张立志、丁放、王贤方等同志。室内测试工作得到了中国科学院地球物理所、天津地质矿产研究所及地质力学研究所各实验室的热情支援，并得到了朱志文、张文治和马醒华等同志的帮助和指导，刘国敬同志帮助做了部分测试工作。谭泳泽教授、刘椿和张文治同志帮助审阅文稿并提出宝贵意见，作者谨向他们表示深切的谢意。

参 考 文 献

〔1〕 王鸿祯，1981，从活动论观点论中国大地构造分区，地球科学，1期。

〔2〕 朱鸿，1984，震旦系大塘坡段含锰岩层古地磁初步研究，前寒武纪地质，第3号，地质出版社。

〔3〕 朱鸿，1985，安徽休宁震旦系古地磁特征及其地质意义，（印刷中）。

〔4〕 张惠民、张文治、李普，1982，湖北峡东地区震旦系古地磁初步研究，中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊，第6号。

〔5〕 李普、梁其中、丁申，1980，云南晋宁地区震旦系及下寒武统的古地磁研究，云南地质科技情报。

〔6〕 刘　椿、冯　浩，1965，安徽休宁地区下震旦统休宁群砂岩的交变场退磁研究，地球物理学报，第14卷，3期。

〔7〕 刘　椿、刘海山，1965，我国几个震旦系的古地磁学研究，地质科学，第1期。

〔8〕 McElhinny, M. W., 1979, Paleomagnetism and Plate tectonics, Cambridge. Univ. Press, London.

〔9〕 Irving, E., 1964, Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems, Wiley, N. Y.

A PRELIMINARY STUDY ON THE SINIAN PALEOMAGNETISM IN YANGTZE PLATFORM AND ITS TECTONIC SIGNIFICANCE

Zhu Hong

Abstract

A systematical study on the Sinian paleomagnetism has been carried out by the auther in some regions of Yangtze Platform during 1979-1982. The results show that the paleolatitude and position of paleomagnetic North pole in Early Sinian were very different in Yichang (Hubei), Shimen (Hunan) and Hsiuning (Anhui). Probably, these indicate that the united basement of Yangtze Platform was not formed through Jinning movement. The three regions mentioned above formed three detached massifs. The united basement of platform in the upper Yangtze regions was formed by the Changjiang movement (about 700 M. Y.). This may be reflected by the reduction of characteristic magnetization difference in Late Sinian in the Yichang and Shimen areas. Based on the characteristics of deposition and paleomagnetism, it is evident that the lower and upper Yangtze regions were very different during Sinian. Perhaps this shows that these regions did not form an integral part of the yangtze Platform, but belonged to an another massif.

中、下扬子地区震旦纪早期沉积古地理特征

全秋琦　　熊兴武

自李四光教授于1924年建立三峡震旦系剖面以来，六十年中，很多地质学家采用不同手段对南方震旦系做了大量研究工作，并取得重要进展。但在关于震旦系底界、震旦系内部划分、对比以及沉积古地理等问题上仍有不少分歧。本文将侧重于对扬子地台及其边缘的中、下扬子地区早震旦世早期（即相当于莲沱组及与其相当的地层）的沉积类型和沉积古地理进行初步探讨。涉及地区西自宜昌莲沱，东至皖南休宁，北达神农架地区，南抵湖南古丈一带。

一、主要剖面介绍及其沉积环境分析

（一）宜昌莲沱，长阳古城及石门杨家坪地区下震旦统下部地层发育特征及沉积环境简析

1．宜昌莲沱地区

莲沱组共厚96m，其岩性大致可分为两段：下段，底部以灰绿色、紫红色中细粒石英砾岩不整合地盖在黄陵花岗岩之上；下部以紫红色中、粗粒长石石英砂岩，石英砂岩为主；上部为中细粒长石岩屑砂岩夹泥质粉砂岩，普遍发育单向斜层理。上段亦以紫红色含砾中、粗粒长石岩屑砂岩开始，向上逐渐变为发育槽状交错层理细粒砂岩及泥质粉砂岩。顶部与南沱冰碛岩呈假整合接触。

纵观该剖面其上、下两段岩性由粗到细组成两个旋回层，每一旋回层的下部以石英砾岩，长石岩屑砂岩，长石石英砂岩为主，成熟度较低，碎屑物质分选、磨圆均较差，应属近源快速堆积，旋回层上部则以细砂、粉砂岩为主，其中的斜层理及槽状交错层理反映了河流沉积环境。

通过对莲沱组下部21个样品的粒度分析，取得四种粒度参数（平均粒径、标准偏差、偏度、峰度）。所作 $C\text{-}M$ 图(图1)，为典型的牵引流型 $C\text{-}M$ 图，有14个点落入 PQ 段内，显然以 PQ 段（滚动段）发育为特征。该段较宽，段内 $C>1000\mu m$，$M=200—500\mu m$，C 值较大，说明粒级粗；粒级的范围也大，说明水流速度快、牵引力大，反影河床底部沉积的特征。图中可见 QR 段（递变悬浮段）亦发育，该段内 $C=400—1000\mu m$，$M=200—350\mu m$，C_s值约 $1000\mu m$，说明底部扰动大，存在有较粗的滚动颗粒，反映了河道砂坝沉积环境。由于湍流作用较强，细粒悬浮物难以下沉，所以 RS 段（均匀悬浮段）不发育。21个样品中绝大多数为正偏，分选系数在 0.5—1 之间。在标准偏差 σ 与偏度 sk_1 散布图中(图2)，除 2 个点外，其余样点都落在弗里德曼所划的河流区内。

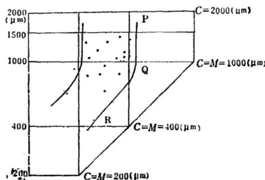


图1　莲沱组下部网状河C-M图

综上所述，在莲沱组沉积时期，宜昌莲沱地区为冲积扇网状河沉积环境。李四光教授曾根据碎屑物中石英颗粒的波状消光特点指出碎屑来自基底变质岩系。据此分析，河流可能由西部上扬子古陆向东流经莲沱地区，因坡度骤减使大量近源碎屑物快速堆积，由于河流牵引力较大也形成了砾石堆积。

2．长阳古城地区

莲沱组可分为三段：下段底部为巨厚层状石英砾岩及含砾长石岩屑粗砂岩。砾岩中砾石的含量可达80%以上，砾石的主要成分为石英及燧石，磨圆较好，但分选较差。砾径一般为0.2—1cm，大者可达2—3cm，层理不发育；中、上部为含砾或不含砾长石石英粗砂岩和长石岩屑粗砂岩，夹少量中—细粒砂岩和泥质粉砂岩。岩石的矿物成熟度和结构成熟度都比较低，分选中等。发育大型单向斜层理及楔状交错层理。

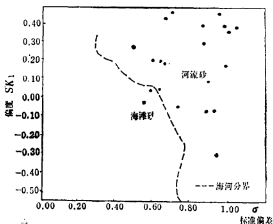


图2　宜昌莲沱组sk_1-σ散布图

中段主要为紫红色长石石英细砂岩，长石石英中—粗粒砂岩夹泥质粉砂岩。发育小型交错层理及水平层理。本段内23个样品的粒度分析表明碎屑的平均粒径为0.03—0.25mm，最大粒径（C值）为0.1—1.2mm，为细—粉砂级。分选系数多为0.7—1.10，大多为正偏，部分近于对称，少数为负偏。峰度值一般都大于1，属尖锐—很尖锐类型。

弗里德曼认为，在中—细—极细砂粒级内，大多数河流砂标准偏差的变化范围在0.5—1.4之间。本段23个样品的标准偏差均在0.5—1.1之间，故应为河流沉积环境的产物。多数为正偏，恰好说明介质的簸选作用较弱，少数样品出现负偏值，说明局部发生过波浪的改造作用。概率曲线一般为一段式（直线型）或二段式，悬浮次总体发育，跳跃次总体次之，无牵引次总体。C-M图(图3)中显示递变悬浮段(QR段)最发育，PQ段不发育，缺失RS段。这是由于当洪水漫越河岸时，呈悬浮状态的细—粉砂因流速降低而沉积下来。利用偏度与标准偏差所做成的散布图（图4），16个点落入河流砂的范围内，2个点在海滩砂与河流砂的分界线上，5个点在靠近分界线的海滩砂范围内。

上段主要为灰色、灰绿色泥质粉砂岩夹长石岩屑细砂岩。据零星露头分析，粒度趋于变细，泥质含量增加。

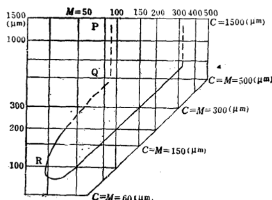


图3　长阳莲沱组中段C-M图

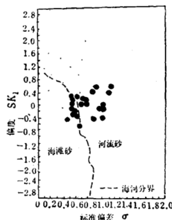


图4　长阳莲沱组 sk_1-σ 散布图

综上所述，长阳地区当时处于近海曲流河沉积环境，河床相（下段）及天然堤沉积（中段）均十分发育。

3．湖南石门杨家坪地区

本区下震旦统的地层划分一向存在争议，我们拟延用"东山峰群"一名（见表1），整个东山峰群可明显地分为两套：下部老山崖组与下伏地层（板溪群？或冷家溪群？）之间为明显的角度不整合，底部为石英砾岩，总体以中、细粒石英砂岩与薄层粉砂岩互层为特征，其中发育交错层理、鱼骨状交错层理、改造层理、包卷层理、砂枕构造、负载构造、小型冲刷现象，粉砂岩中有时具波状层理及水平层理，反映其主要属高能环境下的沉积，显示了滨岸—潮坪环境。上部沙窝组为具大型斜层理的巨厚层中、粗粒石英砂岩与具波状层理的薄层细砂

表1　扬子地台及其边缘地区震旦系下统地层对比表

地层单位＼地区		浙西	苏北	皖中	皖南（休宁）	赣东北（广丰）	赣东北（德兴）	赣西北（修水）	鄂东南（通山）	鄂西（三峡）	鄂西北（神农架）	湘西北（杨家坪）	鄂西南（走马坪）	湘西
上覆地层	陡山沱组	西峰寺组（下部）	陡山沱组	陡山沱组	兰田组	陡山沱组	西峰寺组（下部）	陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组
震旦系下统	南沱组	雷公坞组	苏家湾组	苏家湾组	雷公坞组	南沱组	雷公坞组	南沱组	南沱组	南沱组	南沱组	南沱组	南沱组	南沱组
震旦系下统	莲沱组	志棠组	周岗组	周岗组	休宁组	流源组 听门组 罗村组	昭林组	硐门组	莲沱组	莲沱组	莲沱组	东山峰群	莲沱组	莲沱组
下伏地层		上墅组	张八岭群	张八岭群	铺岭组	桃源组	枫坡岭组	修水群	板溪群	崆岭群	神农架群	板溪群	板溪群	板溪群

岩互层，后者的层面上可以见保存较好的不对称波痕。推知属河口三角洲沉积。其顶部为灰绿色粉砂岩及泥质页岩，发育波状及水平层理，代表海水逐渐加深的浅海静水环境。

总之，东山峰群为稳定构造条件下的潮坪—河口三角洲—浅海环境的沉积。

关于老山崖组和沙窝组的时代归属，暂统一将前者划入板溪群，后者归属下震旦统，其不整合面以下的地层称为冷家溪群（见图14）。（详见本集张玲华、张淑玲文）[1]。

（二）江西修水任家铺下震旦统硐门组发育及沉积环境分析

修水地区下震旦统硐门组与下伏地层修水群之间为明显的角度不整合关系，二者之间在沉积相特征上亦有显著差别。修水群为一套深灰色—黑色中厚层杂砂岩，水平层理十分发育且稳定延伸（图版1，图1），可能属深水（半深海）、静水海底还原环境。而以角度不整合覆盖其上的硐门组，其底部为浅灰色含砾粗—中粒石英砂岩，砾石及砂粒均为净石英，磨圆度好，代表海滨滨岸地带高能环境下的沉积；剖面的下部至中部（相当于第1层上部至第4层下部）以磨圆度中等的粗—中、细粒长石石英砂岩为特征。发育十几个由粗—细的旋回层，每一旋回层厚度不等，粒序层发育，一般为正粒序，各种交错层理十分明显，以槽状和楔状交错层理最为发育（图版Ⅰ,图12），其收验角一般在20°—30°,测量一组交错层系的厚度约为30cm（图版Ⅰ,图7）,推测形成时其沙波高度大于30cm。从粒度及层理特征分析,其搬运方式以牵引流为主，同时还常见冲刷构造及泥片，这些都说明本段是处于高能条件下的海岸砂丘（水下）沉积环境。另外在较细粒砂岩和粉砂岩夹层中可见波状层理和少量透镜状层理，表明间有潮汐环境的存在。

剖面的中上部（即第4层顶部）为细粒岩屑砂岩及粉砂岩，其中发育了少量透镜状层理及浪成波痕，靠近上部则发育由暗色泥质成分组成的断续条带状层理（图版Ⅰ，图4），以水平层理为特征，代表低能条件下的产物，应属波基面附近环境下的过渡层性质。本剖面上部（第5层）为中粗粒长石石英砂岩与灰色细粒长石石英砂岩及粉砂岩互层，中、粗粒砂岩中发育交错层理，单层厚1.5m；而在粉砂岩中发育了透镜状及波状层理(图版Ⅰ,图2)，单层厚约20mm。它们可能是由于潮汐沙纹的移动与平潮期泥质质点的沉降所造成。故应处于潮坪（沙坪）环境。剖面顶部为灰色粉砂岩及黑色纹带泥岩，硅质含量较高，水平层理十分发育（图版Ⅰ，图3）显示海水稍深，水动力条件较弱的安静陆棚浅海沉积环境。

纵观本区早震旦世早期的沉积过程（见图5），初期为高能环境下的海滨滨岸沉积，后以水动力条件较强的水下沙丘沉积为主，时而受潮汐的影响。然后为潮下（波基面附近）过渡层沉积类型及沙坪潮坪沉积，后期海水加深处于低能的陆棚浅海环境。

根据本剖面下部（相当于2—3层）及上部（4层）54个样品的粒度分析，其平均粒径约为1.7—2.9ϕ（0.15—0.3mm），分选系数0.5—1.3，为分选好，偏度一般在0.04—0.6之间，为正偏，接近0值（亦有5个样品为负偏），峰度为尖锐类型。这四种粒度参数的特点都说明为海滩沉积环境。图6和图7分别为硐门组下部和上部的 C-M 图，该图与伊利湖滩及东佛罗里达海滩的 C-M 图(图10，据裴蒂庄等)十分近似，显示出宽而长，上宽下窄的特征。其图形离 $C=M$ 基线不远。但图中最大 C 值变化较大，最大值达1000—1500μm，最小 C值300—

1）笔者认为二者都应归入下震旦统以与莲沱组对比，而角度不整合面以下的地层则可能为板溪群。如何划分比较正确，有待今后进一步工作。

400μm。该图中较粗部分和较细部分的样点都不十分集中，说明硐门组属于岩石海岸的不成熟滩沉积类型。

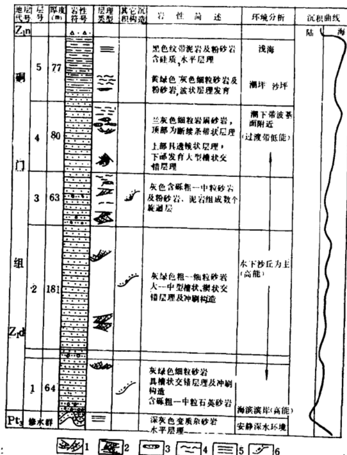


图5 修水任家铺下震旦统硐门组沉积相柱状图

1. 槽状交错层理 2. 楔状交错层理 3. 透镜状层理 4. 波状层理 5. 水平层理 6. 冲刷面

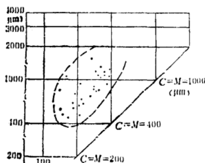


图6 硐门组下部海滩沉积 C–M 图

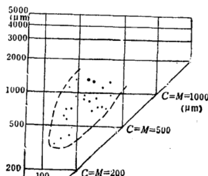


图7 硐门组上部海滩沉积 C–M 图

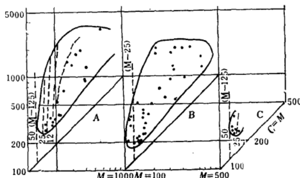


图8 海（湖）滩沉积 C-M 图（据裘带庄等）

A. 伊利湖(Lare Ekie)滩 B. 东佛罗里达（East Florida）海滩
C. 墨西哥湾巴拉塔里亚（Barataria）海滩

（三）安徽休宁兰田下震旦统休宁组发育及沉积环境分析

休宁组可分为三个岩性段（图9）：下段（2—4层）厚约176m，主要为紫红色砾岩，中—粗粒长石石英砂岩夹细砂岩及泥质粉砂岩。下部属滨岸砾岩带沉积，上部为前滨砂岩带。(1)滨岸砾岩带：由紫红色石英砾岩和块状砾岩所组成。靠下的砾岩中砾石成分主要为下伏地层的粉砂质板岩，次为石英砂岩，石英岩。磨圆度差，分选也较差。靠上部的砾岩中，石英岩及石英砂岩的砾石含量增加。反映当时本区为一坡度不大的海岸地带，波浪冲击岩岸，岩屑稍加改造后就近堆积。随后，海侵范围加大，碎屑来源增加。(2)前滨砂岩带：由紫红色中—粗粒硅质长石石英砂岩，石英杂砂岩及凝灰质细砂岩组成。发育大型低角度交错层理，波状层理及脉状层理。并常见有极浅水的冲刷现象存在（图版Ⅰ，图11）。

中段（5—9层）厚约480m，本段可分为三个岩相带：(3)临滨泥质粉砂岩带：组成本带的岩石主要为泥质粉砂岩及粉砂质泥岩夹凝灰质细砂岩，水平层理及变形层理较发育，冲刷现象亦可见。(4)滨外泥质岩带：由粉砂质泥岩及泥岩组成，水平层理发育，并有完好的黄铁矿晶体和平行层面分布的磷质结核。代表较深静水环境。(5)粉砂质泥岩过渡带：主要为粉砂质泥岩，水平层理发育，为潮下带近波基面附近的过渡带沉积。

上段（10—14层）厚约370m，自下而上由五个岩相带所组成：(6)前滨砂岩带：主要由长石岩屑细砂岩，粉砂岩夹沉凝灰岩组成，以发育大型低角度交错层理为特征。同时亦有波状、脉状层理(图版Ⅰ，图5、9)显示以海浪的冲洗作用为主的高能环境。(7)粉砂质泥岩过渡带：以粉砂质和泥质沉积为主，多见水平层理，为低能静水环境。(8)临滨细砂岩带：以砂及粉砂泥质沉积为主，小型交错层理发育，泥质岩中波状层理和层面上波痕十分清晰，显示潮间—潮上环境。(9)前滨碎屑岩带：组成该带的岩石为紫红色中粒岩屑长石砂岩，长石杂砂岩，泥质粉砂岩及粉砂质泥岩夹沉凝灰岩。本带中潮汐作用明显，可见典型的潮坪沉积序列（图10），据几个潮坪沉积层序的厚度推测，潮差约为1—4m。沉积层序底部冲刷作用明显，并见有负载构造（图版Ⅰ，图6），其内部则发育大型低角度交错层理，脉状、波状、变形层理（图版Ⅰ，图10）。(10)临滨—过渡带（14层）：以灰绿色、紫红色泥质粉砂岩，粉砂质泥岩为主夹沉凝灰岩，局部见小型交错层理，水平层理及脉状层理。

地层代号	层号	岩性柱状图	厚度(m)	颜色 紫	颜色 绿	层理类型	其它构造	岩性简述	环境解释
Z_1x_3	14		134					紫红、灰绿色细砂岩粉砂质泥岩夹沉凝灰岩	10 过渡带 临滨带
	13		102					紫红色岩屑长石砂岩粉砂岩夹沉凝灰岩	9 前滨带
	12		42					灰紫色、灰绿色细砂岩及泥质粉砂岩	8 临滨带
	11		30					灰紫色中一薄层泥质粉砂岩及泥岩	7 过渡带
	10		62					紫红色细砂岩及粉砂岩夹透镜状层凝灰岩	6 前滨带
Z_1x / Z_1x^2	9		71					黄绿色泥质粉砂岩及粉砂质泥岩	5 过渡带为主
	8		48					灰绿色含粉砂质泥岩	4 滨外带为主
	7		66					掩盖	
	6		247					灰绿色粉砂质泥岩夹凝灰质细砂岩及沉凝灰岩	3 临滨带为主
	5		50					灰绿色粉砂质泥岩夹沉凝灰岩	
Z_1x^1	4		80					灰紫色细粒石英杂砂岩	2 前滨带为主
	3		56					灰紫色硅质长石石英砂岩夹凝灰质细砂岩	
	2		34					灰紫色块状底砾岩	1 海岸带
Pt								紫红色粉砂质板岩	

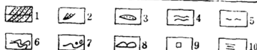


图9　休宁三田下震旦统休宁组沉积相柱状图

1. 大型交错层理　2. 小型交错层理　3. 透镜状层理　4. 波状层理　5. 脉状层理　6. 变形层理　7. 冲刷构造　8. 波痕　9. 黄铁矿晶体　10. 水平层理

旋回层	剖面	厚度(cm)	岩性及沉积构造	环境解释
III		•	粗砂岩及冲刷构造	潮坪
II		110	粉砂岩、粉砂质泥岩，中一粗粒砂岩、细砂岩	潮坪
I		150	紫红色泥岩，上部夹灰绿色砂岩透镜体，顶部受冲刷	泥坪（高潮坪）
		80	紫红色中一细粒长石岩屑砂岩其中发育有波状层理	混合坪（中潮坪）
		150	紫红色厚层中粒长石岩屑砂岩发育有冲洗交错层理及脉状层理	砂坪（低潮坪）

图10　休宁组上段潮坪沉积层序柱状图

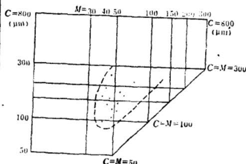


图11　休宁组上段海滩沉积 $C\text{-}M$ 图

据13层中21个样品的粒度统计，碎屑的平均粒径绝大部分为4—5ϕ，少数为2—3ϕ，反映沉积介质的水动力条件较弱。分选系数大多为0.5—0.6，属于分选较好—中等的类型。其C-M图形（图11）与现代北戴河沿岸海滩沉积的C-M图（郑浚茂，1982）比较相似，图形离基线不远，C最大值达500μm，粗沉积物样点分散，而较细部分样点趋于向C=120μm集中，推测当时为一成熟度很低的海滩环境。用偏度及标准偏差值所作成的散布图，有16个点落入海滩砂分布区内，4个点落入内陆砂丘砂分布区，一个点在海滩砂与内陆砂的分界线上（图12）。进一步说明了海滩环境的存在。

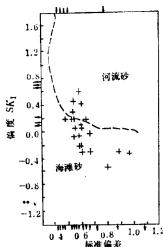


图12　休宁组上部偏度与标准偏差散布图

二、中、下扬子地区震旦纪早期沉积古地理特征

综观中、下扬子地区，在震旦纪早期，其西部为上扬子古陆剥蚀区，北邻秦岭海槽东段及大别古陆剥蚀区，其东南为江南列岛。本文所论及的中、下扬子沉积区即位于上述三个剥蚀区之间，其主体部分为稳定类型沉积；西部（鄂西地区）以河流沉积为主；东部鄂东、赣北一带以稳定的滨浅海沉积为主。向北至宜城一带，南至湖南古丈、常德，东至皖南祁门、休宁一带则为过渡构造条件下的滨浅海沉积（图13，图14）。

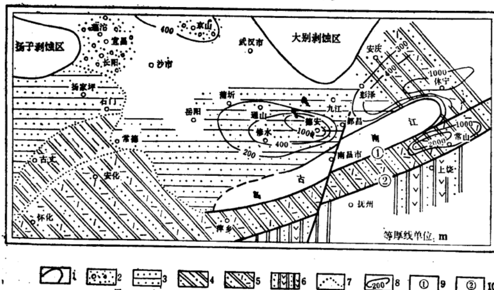


图13　中、下扬子地区早震旦世早期（莲沱组）古地理图

1.古陆剥蚀区　2—3.稳定沉积类型　2．河流砂砾沉积　3．滨浅海碎屑沉积　4—5．过渡类型　4．非补偿边缘海沉积　5．活动陆棚碎屑沉积　6．活动类型：海相碎屑及中基性火山岩沉积　7．岩相类型分界线　8．等厚度线　9．宜丰-德兴-杭州断裂　10．宜春-绍兴断裂

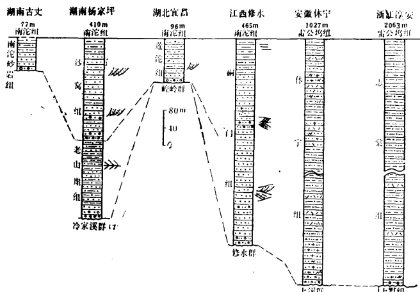


图14　下震旦统下部地层柱状对比图

本区西部（以宜昌莲沱，长阳古城剖面为代表）早震旦世早期为冲积扇网状河—曲流河沉积环境，其陆源碎屑物可能来自西侧的上扬子古陆剥蚀区。初期由于晋宁运动后剥蚀区地形高差较大，风化剥蚀强烈，因此以河流粗碎屑沉积为主。随着剥蚀区地形的逐渐夷平，所供给的碎屑物质也相应较细，莲沱组沉积的后期无论在宜昌莲沱或长阳古城均以细砂、粉砂沉积为主。从这两个地区的 C-M 图（图1，图3）中可以看出莲沱地区的河流相沉积以滚动段（PQ段）发育为特征，说明处于河流上、中游地区，而长阳则以递变悬浮段（QR段）发育为特征，可能处于河流中、下游地区。长阳地区莲沱组的 sk_1—σ 散布图（图4），明显出现海滩成分，可以认为是近海环境下短暂海泛所致。

更南至湖南石门杨家坪一带，早震旦世早期处于稳定区内的滨浅海沉积环境，以河口三角州及潮下浅海沉积为主，厚度约为400m。推测当时存在一古河流，自杨子古陆向东流，在宜昌莲沱附近转向南流，经长阳地区至杨家坪入海。更南至湘西古丈一带以沉积厚度不大（77m）的凝灰质砂质、粉砂质碎屑夹黑色泥质沉积为特征，代表非补偿条件下的边缘海沉积环境。至怀化、安化一带以具水平层理的硅质及不成熟砂质沉积为主，厚度较大（>1000m）普遍夹火山碎屑岩及火山岩，属活动大陆边缘构造条件下的沉积组合类型（图13，图15）。总之自古丈至怀化、安化以南均属扬子南大陆边缘。

中、下扬子东部地区，早震旦世早期以海相沉积为主，自江南古岛-修水-休宁一线可见明显的变化，赣西北修水及鄂东通山一带为稳定类型沉积，以近滨地区的海滩环境为主的水下沙丘、潮坪（沙坪）—浅海沉积为特征，厚度近450m。向北东方向至皖南祁门、休宁一带仍以滨浅海海滩环境为特征，以不成熟砂质碎屑沉积为主，且明显地含凝灰质成分，厚度大于千米，属于活动陆棚构造环境下的强烈下降快速堆积沉积组合类型，由于受邻区火山活动的影响而发育凝灰质沉积。更东至浙江临安一带，为过渡类型构造条件的活动陆棚—大陆斜坡环境下的凝灰质砂质、硅质沉积。

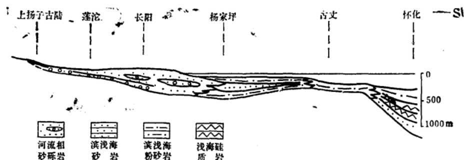


图15 莲沱—怀化早震旦世早期沉积示意剖面图

修水和休宁地区都位于江南古岛边缘，早震旦世早期的最初沉积均以滨岸砾质或含砾砂质为主，显示其古海岸为岩岸，说明当时江南古岛地形高差较大。修水、休宁两地区的较厚砂质堆积，其物质来源可能也是来自该岛。江南古岛的南侧，处于宜丰-德兴-杭州断裂与宜春-绍兴断裂之间的地区亦为活动陆棚构造性质，其沉积特征与临安一带相似。该带以南为活动类型地槽型沉积。

在研究过程中曾得到王良忱同志的热情指导，王自强等的大力协助，北京研究生部张玲华、陈秀珍做了部分样品的粒度统计，武汉地质学院地球化学教研室做了化学分析，邵郊居等协助照相，笔者在此深表谢意。

参 考 文 献

〔1〕王鸿祯等，1985，中国古地理图集，地质出版社。
〔2〕刘宝珺等，1980，沉积岩石学，地质出版版。
〔3〕刘鸿允等，1980，论震旦系划分与对比问题，地质科学。
〔4〕刘鸿允、沙庆安，中国南方的震旦系，地质科学。
〔5〕F.J.裴蒂庄，1981，沉积岩，石油工业出版社。
〔6〕Glenn, S.visher, Grain size Distributions and Depositional Processes, Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 39, No. 3, p. 1074—1106, Septenber, 1969.
〔7〕Glaister, R.P.and Nelson, H.W., 1974, Grain size distributions, and aid in facies identification, Bull. Can. Petro. Gool., Vol.22, No.3, P203—240.

图 版 说 明

1 深水相水平层理（修水群）；2. 波状层理（硐门组）；3. 浅海水平层理(硐门组)；4. 断续条带状层理（硐门组）；5. 波状及小型交错层理（休宁组）；6. 负载构造 重荷膜（休宁组）；7. 交错层理（硐门组）；8. 水平层理（休宁组）；9. 脉状层理(休宁组）；10，变形层理（休宁组)；11，小型冲刷构造(休宁组)；12，楔状交错层理(硐门组砂岩中）

THE EARLY SINIAN SEDIMENTARY PALAEOGRAPHICAL FEATURES IN MIDDLE-LOWER REACHES OF YANGTSE

Quan Qiugi Xiong Xingwu

Abstract

The area under study is from Yichang in west Hubei eastwards to Xiuning of south Anhui and from Shennongjia southwards to Guzhang Hunan.

The Liantuo formation is composed of conglomerate,sandstone,siltstones in Yichang and Changyang. There are some sloping-bedding or trough cross-bedding in the sandstone, and wave or level bedding in the siltstones. They were formed in the environment of near sea river in the earliest Sinian time.

The Dongmen formation is a marine deposit on craton in the westnorth Jiangxi. It is composed of mostly sandstone with cross-bedding and thin siltstone. Most of the cross-bedding are usually in low dipangle. another sedimentary structures, such as small scour and ripple-mark etc are occasional. They represent a higher energy environmant of seabeach. At the same time, the thicker marine strata occur on the active shelf in Xiuning of South Anhui called the Xiuning formation. The rocks are mostly reddishbrown sandstones and siltstone with interbedded thin tuffaceous sandstones. There are abundant cross, rinse, deformation and small undulant bedding in the rocks of the Xiuning formation. Sedimentary featyres Suggest that Xiuning was a tidal flat environment in the earliest Sinian time.

赣西北中晚元古代地层及构造古地理

徐　备

本文所指赣西北为修水—铜鼓—宜丰地区；所指中上元古界，不含落可栋组[1]和其上的震旦系。

一、区域构造轮廓

对赣西北中上元古界划分和古构造轮廓的认识尚未统一。笔者通过全区路线观察，识别出紧闭同斜和平缓开阔两种不同类型的褶皱构造群，并发现它们分别有各自的集中分布区域。修水地区的地层划分结果表明：紧闭同斜褶皱的分布多限于中元古代地层，而平缓开阔的褶皱则限于晚元古代地层，因此，从构造形态与地质时代关系的普通规律看，可以分出中元古代构造样式和晚元古代构造样式。根据这两种构造样式的明显差别及其构造要素的区域性分布的统计结果，同时利用地层接触关系，邻区微古植物、同位素等方面的资料，笔者认为全区构造轮廓自北向南依次为幕阜山复背斜、九岭复向斜和宜丰复背斜（图1），构造线展布方向为近东西向。幕阜山复背斜由中元古界组成，北翼出露于修水县南岳一带，轴面劈理多北倾，在等面积投影图中呈单个极密（图2-1），优选方位为NE1°，倾角71°。南翼出露于修水县黄荆岭—大坑一带，轴面劈理均南倾，其等面积投影图也呈单个极密，优选方位

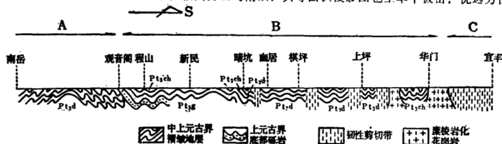


图1　区域构造剖面略图

A-幕阜山复背斜　B-九岭复向斜　C-宜丰复背斜

Pt_2d-九岭群大坑组　Pt_3g-修水群观音阁组　Pt_3ch-修水群程山亭组　Pt_3d-修水群东流坑组

SW182°，倾角56°（图2-2）。两翼中小型褶皱构造多为紧闭式或同斜式（图版Ⅰ-2），尖棱状，转折端明显加厚，属弯流式褶皱，往往沿轴面劈理发生位错。向南至区中部为九岭复向斜，由晚元古界组成，以修水城北观音阁为北界，北翼在修水城—程山—幽居一带，地层出露较为连续，轴面劈理多南倾，优选方位SW192°，倾角62°（图2-3）；南翼位于上

1) 据王自强等意见，落可栋组应置于上元古界顶部。

坪—华门一带，由于局部受构造变质作用形成剪切带并发育各种构造片岩，从而破坏了地层的连续分布，南界由于花岗岩侵入和剪切带影响而模糊不清。复向斜内中小型褶皱平缓开阔，呈圆柱状，核部很少加厚，属弯滑形，在其翼部可见滑痕（图版Ⅰ-1）。从对修水城北、程山、上坪等三个构造区段 πS_0 统计可以看出，其极点分布均呈环带状，反映圆柱状褶皱特征，同时表明在九岭复向斜中存在着统一的构造发育形式（图2-4，2-5，2-6）。华门以南，由于大规模韧性剪切带的破坏，原岩多已变质成为各种构造片岩，地层层序和构造形态难以查明，因而宜丰复背斜的建立主要依据邻区的各种研究成果推定。宜丰一反托山一带，有一套近东西向展布的巨厚火山—沉积岩系，向东可对应于赣东北—浙西的火山—沉积岩系，在那里铷锶法同位素年龄为14.01亿年且含有中元古代的微古植物[1]。不少学者早已指出，斜贯于湘、赣、皖、浙等地的火山岩带应属中元古代岛弧带，而宜丰一反托山地区正是处于该带中段。该区向西延入浏阳幅，湖南区测队在浏阳县脚板冲一升平一带鉴定出 *Asparatopsophoshaera umishanensis*, *Leiofusa bicornuta* 等，属较肯定的蓟县系分子。由于处于同一条构造带，笔者试图用这些资料将本区南部宜丰地区归于中元古界并称之为宜丰复背斜。

二、地 层 划 分

本区属九岭山区，江西区测队曾进行了1:20万修水、铜鼓幅地质调查制图，并分别提出九岭南、北坡地层的划分对比意见[2][3]。笔者通过对全区范围内的勘查，在修水地区选择了地层出露完整、接触关系明显、褶皱形态清晰、沉积构造丰富的三条剖面予以详测，划分了三组八段；同时把本区中部层位最高并具平缓开阔构造样式的砂泥质复理石地层命名为东流坑组，从而建立了全区两群四组八段的地层层序（图3）。根据实测剖面整理，将地层层序概述如下：

九岭群大坑组

第一段：

1．浅黄色厚层岩屑杂砂岩，未见底　52.7米

2．灰色厚层岩屑杂砂岩，下部砂质条带板岩　77.5米

3．灰绿色中厚—薄层杂砂岩、板岩互层　70.7米

4．灰黑色薄层岩屑杂砂岩、板岩互层　64.7米

第二段：

5．巨厚层砾岩及含砾岩屑杂砂岩　43.2米

6．浅黄色中厚层长石岩屑杂砂岩　18.7米

7．灰色薄层、中厚层岩屑长石杂砂岩、板岩互层　20.8米

第三段：

8．杂砂岩、板岩互层，典型复理石层序　302.8米

第四段：

9．灰色薄层粉砂岩、板岩互层　109.2米

10．灰色薄层杂砂岩、板岩与硅质粉砂岩、碳质板岩互层　121.2米

1）1:20万乐平幅区测报告。

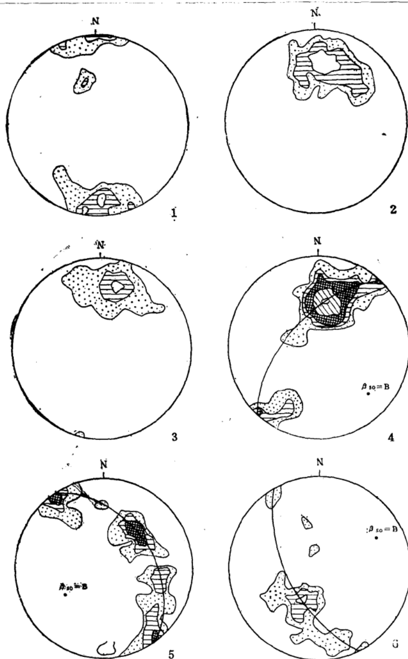
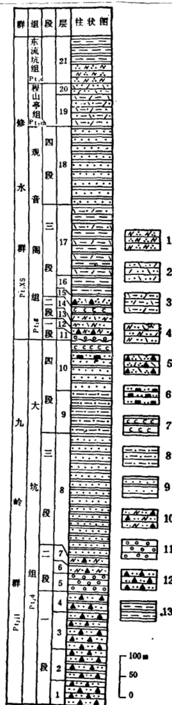


图2　各构造区段劈理、层理等面积投影图解

1. 南岳地区大坑组 πs_1 35个，等值线2.9%—8.6%—14.3%　2. 黄荆岭—观音阁地区大坑组 πs_1 74个，等值线1.4%—4.1%—6.8%　3. 修水地区观音阁组 πs_2 81个，等值线1.2%—9.9%—19.8%　4. 修水城北观音阁组 πs_0 178个，等值线0.6%—1.7%—2.8%—8.4%—16.9%，$\beta s_0=132°\angle 25°$　5. 程山地区程山亭组 πs_0 62个，等值线1.6%—4.8%—8.1%，$\beta s_0=234°\angle 46°$（据宋书田）　6. 修水地区东流坑组，等值线2.4%—7.3%—14.6%，$\beta s_0=55°\angle 28°$



修水群观音阁组

第一段：

11．浅黄色块状厚层砾岩　12.2米

12．黄色块状凝灰质岩屑石英杂砂岩　4.9米

第二段：

13．灰色薄层长石岩屑杂砂岩与碳质板岩互层　11.1米

14．灰色中厚—薄层凝灰质长石岩屑杂砂岩与含碳质板岩互层　52.5米

第三段：

15．灰绿色厚层凝灰质岩屑石英杂砂岩　10.8米

16．灰色、灰绿色中厚层粉砂质板岩　66.4米

17．灰绿色薄层凝灰质粉砂岩、粉砂质板岩互层　26.0—127.1米

第四段：

18．灰色细砂岩、板岩互层　193.6米

修水群程山亭组（Pt$_3$ch）

19．灰紫色、黑色巨厚层凝灰质粉砂岩　75.3米

20．深灰色厚层状凝灰质粉砂岩，层凝灰岩　730.9米

修水群东流坑组（Pt$_3$d）

21．下部巨厚层灰色长石岩屑杂砂岩夹板岩；上部青灰色中—薄层粉砂质板岩

四个名称系沿用江西区测队前寒武纪专题组1982年所创群、组名称。

九岭群大坑组以砂泥质复理石为主，见于修水城北大坑、南岳等地，典型剖面在修水城北黄荆岭—观音阁一带。九岭群的另一种沉积组合是沿宜丰一反托山出露的巨厚火山—沉积岩系，其火山岩特点将在后面讨论。观音阁组，见于修水城北、程山、新民等地，典型剖面在修水城北公路和程山。程山亭组，见于程山、暗坑、华门等地，典型剖面在修水城东程山，它是一套以厚层块状产出的凝灰质粉砂岩和沉积凝灰岩，发育典型的小波痕层理，黑紫色，致密坚硬，在全区范围内标志明显、分布稳定，可作为晚元古代地层对比的标志层。东

◁　图3　地层柱状图

1．长石石英杂砂岩　2．层凝灰岩　3．凝灰质粉砂岩　4．凝灰质长石岩屑杂砂岩　5.凝灰质岩屑石英杂砂岩　6.硅质粉砂岩　7．炭质板岩　8．粉砂岩　9.杂砂岩板岩互层　10.长石岩屑杂砂岩　11.砾岩　12．岩屑杂砂岩　13．粉砂质板岩

流坑组，广泛出露于本区中部东流坑、棋坪、上坪等地，由于条件所限，目前对它仅作了信手剖面和少量岩石薄片观察。

九岭群与修水群之间以角度不整合为界。据王自强对修水观音阁不整合面上、下地层中所作微古植物研究[4]，不整合面以上观音阁组主要有 *Trachysphaeridium incrassatum*, *T. chihsienense*, *T. minor*, *T. planum*, *Leiopsophosphaera minor*, *L. infriata*, *L. densa* 等，这个微古植物群总体表现为种属丰富、个体大，属青白口纪植物组合。而不整合面以下的大坑组四段微古植物种属单调、个体小，主要有 *Leiominuscula orentalis*, *Trematosphaeridium minor*, *Polyporata obsoleta*, *Leiofusa bicornuta* 等，从生物种属组合和丰度看，都应老于青白口纪。因此，修水群和九岭群应分属晚元古代和中元古代。

三、修水群沉积环境和沉积相分析

修水群是区内地层分布的主体，其沉积环境和沉积相可分四类，以下列组段为代表。

（1）观音阁组一段下部的滨海砾岩相。观音阁、叶坝里等地不整合面之上出露厚10余米的砾岩，砾岩中脉石英约占75%，板岩砾约占15%，其余为火山岩屑和粉砂岩屑。脉石英分选和磨圆程度较高，反映滨海高能环境的特点；板岩砾石均为棱角状，应为滨岸强水动力条件下的崩解产物。因而砾岩应属滨海相沉积，代表晚元古代沉积旋回的开始。根据其层位和分布应属底砾岩性质。

（2）观音阁组一段上部的浅海半深海过渡环境粗砂岩相。见于观音阁、风浪等地，是一层厚约5米的岩屑石英杂砂岩或长石岩屑杂砂岩，覆于砾岩之上。底面起伏不平，有少量泥质碎片，为冲刷侵蚀面。碎屑分选，磨圆都较好。沉积构造方面与滨浅海砂岩的不同是仅见块状层理。塞利（R.C.Selley，1982）把颗粒流描述为分选好、无递变、砂质为主的块状层，顶、底界截然，并指出其应形成于坡度陡、较局限的环境[10]。本层的宏观特点与塞利的以上描述相符。再考虑到其下为砾岩，其上发育浊积岩，因而可推定本层属坡度较陡条件下形成于浅海半深海过渡环境的颗粒流沉积。

（3）观音阁组中、上部和程山亭组的半深海深海环境复理石相。修水城北、赤江、程山等地观音阁组中上部均由复理石组成。其砂岩类型，据8个薄片统计，均属杂砂岩类（表1）。组构特征，为布马序列 Tde、Tcde（图版Ⅰ-4），c段发育小型交错层，并有递变现象；序列底部有火焰构造（图版Ⅰ-10）。对四段用光笔图象自动粒度分析仪进行了粒度分布统计，并绘制出 *C-M* 图（图4），投影点平行 $C=M$ 线分布，反映递变悬浮特征。利用福克粒度参数代入萨胡公式计算，其值为8.43和6.83，属浊流沉积环境（表3）。程山亭组为厚层块状产出的复理石沉积，发育＜5 cm的Tcde、Tde，c段往往连续发育典型的小波痕层理，特征极为明显（图版Ⅰ-12）。

（4）东流坑组的半深海深海环境复理石相。据三个薄片观察，砂岩属长石石英杂砂岩。下部为中厚层—厚层韵律层，砂岩中Ta连续发育，底面发育槽模等；上部多中厚层—薄层韵律层，发育Tcde、Tde序列。

以上修水群沉积环境和沉积序列划分代表了晚元古代沉积发展的基本趋势，即在沉积环境方面，经历了由滨海到浅海半深海直至深海的发展；在沉积作用方面，发生了从机械分异

沉积到重力流沉积的转化，浊积岩发育规模逐渐增大；在沉积类型方面，表现为从稳定到过渡直至较为活动的不同类型的更替。

表1 修水群观音阁组岩石特征

层位	薄片号	石英	长石	岩屑	杂基	投影结果
Pt_3g_1	c—6	0.67	0.12	0.21	0.37	长石岩屑杂砂岩
Pt_3g_1	c—4	0.67	0.08	0.25	0.35	岩屑杂砂岩
Pt_3g_1	8205	0.79	0	0.21	0.27	岩屑杂砂岩
Pt_3g_2	82011	0.80	0.09	0.12	0.34	长石岩屑杂砂岩
Pt_3g_3	c—1	0.72	0.12	0.17	0.34	长石岩屑杂砂岩
Pt_3g_3	82013	0.72	0.10	0.18	0.43	长石岩屑杂砂岩
Pt_3g_4	42	0.72	0.23	0.06	0.36	长石杂砂岩
Pt_3g_4	44	0.71	0.22	0.08	0.36	岩屑长石杂砂岩

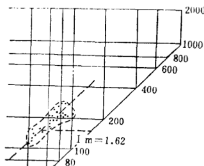


图4 观音阁组四段C-M图

四、中元古代大坑期浊积岩相及其海底扇的发育

修水城北黄荆岭—观音阁的大坑组剖面出露连续，沉积构造丰富，是本节研究的重点。根据对13个薄片的矿物成分统计和杂基含量的测定，砂岩均属杂砂岩类（表2）。长石和岩屑含量为20%—45%，杂基含量为22%—43%，这说明成分成熟度和结构成熟度都较低。各种沉积构造十分发育，如粒序层理、槽状小交错层理（图版Ⅰ-13）、上攀波痕层理、重荷模、复合印模（图版Ⅰ-6）、球状构造（图版Ⅰ-11）、包卷层理（图版Ⅰ-9）、滑塌构造、槽模（图版Ⅰ-3）、纵向脊和沟（图版Ⅰ-15）、戳模、锯齿模（图版Ⅰ-14）等均可见到。它们很好地反映了高密度、强侵蚀、递变悬浮、快速沉积等浊流沉积特点。布马序列横向延伸稳定，纵向发育连续，可见到完整序列（图版Ⅰ-5）和Tade、Tcde、Tde等各种组合，它们形成厚度不等的韵律层。用萨胡公式对6个砂岩薄片进行了环境判别计算，其值为6.10—8.41，说明应属浊流沉积环境。

表2 大坑组岩石特征

层位	薄片号	石英	长石	岩屑	杂基	投影结果
Pt_2d_1	7202	0.73	0.03	0.24	0.24	岩屑杂砂岩
Pt_2d_1	7204	0.6	0.03	0.37	0.29	岩屑杂砂岩
Pt_2d_2	28	0.66	0.09	0.25	0.22	长石岩屑杂砂岩
Pt_2d_2	219	0.62	0.08	0.30	0.32	岩屑杂砂岩
Pt_2d_2	229	0.55	0.15	0.30	0.35	长石岩屑杂砂岩
Pt_2d_2	33	0.67	0.16	0.17	0.34	长石岩屑杂砂岩
Pt_2d_2	311	0.72	0.17	0.12	0.30	岩屑长石杂砂岩
Pt_2d_3	9016	0.8	0.09	0.11	0.31	岩屑石英杂砂岩
Pt_2d_3	9015	0.73	0.12	0.15	0.33	长石岩屑杂砂岩
Pt_2d_3	9014	0.67	0.08	0.25	0.43	岩屑杂砂岩
Pt_2d_3	9013	0.71	0.09	0.21	0.42	长石岩屑杂砂岩
Pt_2d_3	9012	0.73	0.12	0.15	0.28	长石岩屑杂砂岩
Pt_2d_3	8304	0.77	0.11	0.12	0.28	岩屑石英杂砂岩

以上岩石学、沉积构造、层序特点和环境分析等方面的研究可说明大坑组应属半深海、深海条件下的浊积岩相。在这个基本认识的基础上，运用沃克（R.G. Walker，1978）的海底扇沉积模式[5]，将全组地层划分为四种亚相，并推定了它们在上置扇中的产出部位。

（1）平滑扇舌浊积岩亚相：包括第一段大部分、第二段顶部及第三段。现以第三段为例说明：全段可为分16韵律，每个韵律由若干个布马序列组成，其模式

可概括如下：e 段，块状泥质层；d 段，由粉砂质组成的水平层理；c 段，上攀波痕层理和槽状小型交错层理；b 段，断续砂质平行层理；a 段，正粒序层理，底部含砾，有时为砾质条带，变形及包卷层理、滑塌构造、底面冲刷及压刻痕。

表3　　粒度参数表

层位	标本号	均值 φ		标准差		偏度		尖度		萨胡环境判别公式值
		Mz	Mx	σ_1	D	SK_1	SK	KG	K	
Pt_2d_3	28	2.77	2.98	0.84	0.87	0.15	0.38	1.07	4.14	8.41
Pt_2d_3	219	2.38	2.63	1.13	1.14	−0.01	0.85	0.94	2.94	6.10
Pt_2d_3	33	2.87	3.13	0.87	0.91	0.15	0.37	1.00	4.29	8.02
Pt_2d_3	311	3.03	3.30	0.85	1.01	0.20	−0.78	0.85	6.52	7.74
Pt_2d_3	15	3.5	3.77	1.02	1.07	0.03	−0.16	1.09	3.96	8.08
Pt_2d_3	117	3.02	3.27	0.99	1.04	−0.18	−0.22	1.07	3.68	6.26
Pt_3g_4	42	3.15	3.41	0.62	0.68	0.15	−0.36	1.05	7.58	8.43
Pt_3g_4	44	3.13	3.30	0.66	0.93	0.07	−1.07	0.80	3.67	6.83

注：Mz、σ_1、SK_1、KG为福克公式计算值；Mx、D、SK、K为矩法计算值。

对 16 个韵律的单层砂岩最大厚度和平均厚度的统计揭示了韵律层向上颗粒变粗和厚度增大的基本倾向（图 5）。由此可见，三段的布马序列模式代表上置扇舌主体部分的典型浊流沉积，而统计结果则反映扇舌不断发展的建设过程。

（2）扇缘型浊积岩亚相：包括第一段上部及第四段。以薄层细砂岩、粉砂岩和泥岩为主，布马序列为Tcde、Tde，厚度<7cm，e 段含完整的黄铁矿晶体。上述特点与厚度大、砂质含量高以及具完整布马序列的扇舌型浊积岩有明显区别。它们代表上置扇边缘的浊积岩（图版 I -7）。

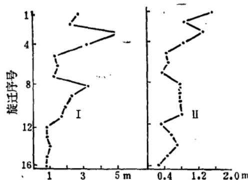


图5　第三段16个韵律统计特征
I -单层砂岩最大厚度　II -单层砂岩平均厚度

（3）深水砾岩亚相：第二段底部有一层厚40多米的块状砾岩，砾石成分复杂，磨圆中等—良好，分选差，分布不均，粒度一般为0.5—3cm，最大可达20×40cm。这套砾岩覆于薄层粉砂质板岩之上，上部渐变为含砾粗砂岩。砾岩的上述特点及其与巨厚复理石沉积的共生关系说明它应属于上置扇沟道部分的深水再沉积成因。沃克指出：“深水砾岩与其他再沉积序列的一些岩石共生，其中典型的浊积岩也许是最容易鉴别的”。他还将这类砾岩分为四个具不同内部组构的亚类[5]。根据本层砾岩的组构特点，它应属于第四亚类，即无粒序无层理型（图版 I -8）。

（4）卵石质砂岩亚相：在深水相砾岩之上有一套含砾粗砂岩，与砾岩呈递变关系，其下部为厚层状，上部为中厚层状，并见不明显粒序层理，每层顶部为薄层泥质岩。这些特点与沃克对卵石质砂岩相所作的描述相似。沃克指出：“在卵石质砂岩相和碎屑支撑的砾岩相之间，看来确实是一种递变现象”[5]。许多学者都认为沟道充填的特征之一是发育从砾岩开

始的向上变细层序。剖面中深水砾岩和卵石质砂岩正是具有这种"递变"和"向上变细"的特点，它们共同组成了沟道沉积。

考虑各亚相在剖面中的叠置关系，并利用古水流方向、布马序列统计等方法，笔者对大坑期海底扇的发展试作如下分析：

全组由三个互相叠置的上置扇组成（图6），它们的发育位置不同，因而在剖面中出露于不同的部位。第一上置扇（Ⅰ），其下部为厚层状砂质为主的浊积岩，属扇舌亚相；上部为薄层、细粒、泥质逐渐增多的浊积岩，属扇缘亚相，因而它经历了从扇舌到扇缘、从建设期到废弃期的变化过程。接着发育的第二上置扇（Ⅱ）仅出露沟道部分的砾岩及含砾粗砂岩，其扇舌显然应在比第一上置扇更向前的位置，这就可以解释在巨厚复理石中不协调地出现厚层砾岩和卵石质砂岩的现象。第三上置扇（Ⅲ）的扇舌体叠置于第二上置扇的沟道之上，由第三段典型浊积岩作为扇舌亚相，第四段薄层复理石作为扇缘亚相，反映出上置扇舌从建设期到废弃期的发育过程。其顶部出现的薄层硅质粉砂岩和碳质板岩标志着本区中元古代海底扇发展过程的终结。海底扇建设期发育了各类指向构造。根据大坑、伊山、鸡鸣桥等地24个古水流数据所做的古流向图中，优选方位为180°—190°（图7），这说明海底扇的总体发育方向是自北向南的。对大坑组二、三、四段共644个布马序列分别统计了Ta-Tc的厚度百分比和Ta-e（包括不完整的，如Tae）、Tc-e Tde的出现频率百分比（图8）。结果表明越向上Ta、Tb的厚度百分比及Ta-e出现的频率百分比越低，而Tc、Td、Te和Tc-e、Tde的变化正

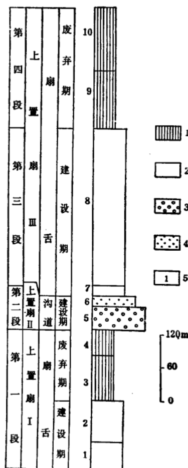


图6　大坑组海底扇发展示意图

1．扇缘型浊积岩亚相　2．扇舌型浊积岩亚相　3．深水砾岩亚相　4．卵石质砂岩亚相　5．地层号

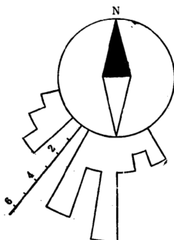


图7　大坑组古流向图

（数字为数据个数）

相反。由此可知大坑组海底扇发育的总趋势似乎是砂质逐渐减少，泥质逐渐增多。考虑到古水流方向，则扇的发展似乎为从南向北地不断后退。

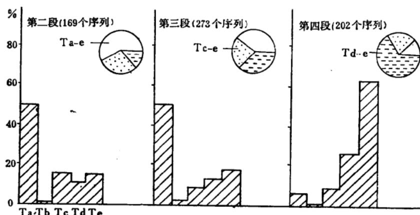


图8 大坑组布马序列统计

（直方图：厚度百分比；圆面积图：频率百分比）

五、构造古地理特征及其发展

本区中，在晚元古代构造古地理发展方面，有两个问题较为重要。其一是沿宜丰—反托山一带分布的火山岩的构造产出环境，其二是中、上元古界之间的地层接触关系和地壳运动的性质。

笔者利用铜鼓幅报告中细碧岩类、角斑岩类的化学全分析数据进行了计算（表4，表5）和投影，并依据板块构造理论对火山岩岩石化学的有关解释探讨了本区火山岩带的产出环境。报告中的9个角斑岩数据有8个属高铝玄武岩系（图9），在碱、全铁、镁变异图中

表4 角斑岩类化学特征值

岩石名称	SiO_2	MgO	K_2O+Na_2O	TFeo	A	F	M
变石英角斑岩	73.82	0.56	6.64	1.53	0.76	0.18	0.06
变石英角斑岩	73.02	0.29	7.64	1.35	0.82	0.15	0.03
变石英角斑岩	72.40	0.52	7.46	1.35	0.8	0.15	0.05
变石英角斑岩	69.74	1.16	6.49	1.72	0.69	0.18	0.13
变石英角斑岩	68.94	0.49	7.23	1.42	0.79	0.16	0.05
变石英角斑岩	72.44	0.84	7.57	1.7	0.75	0.17	0.08
变石英角斑岩	71.42	0.50	8.09	2.1	0.76	0.2	0.04
变石英角斑岩	66.14	1.84	5.64	5.84	0.42	0.44	0.14
变石英角斑岩	69.89	0.59	6.86	1.44	0.77	0.16	0.07

（原始化学资料据1：20万铜鼓幅报告）

$TFeo = FeO + Fe_2O_3 \times 0.8999$

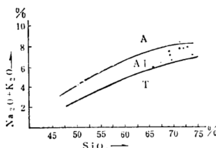


图9 变石英角斑岩硅碱图

A-碱性玄武岩系列 Al-高铝玄武岩系列

T-拉斑玄武岩系列（久野，1966）

对其进一步划分，全部落入钙碱性火山岩区（图10）。在硅碱变异图中，15个细碧岩类数据有14个投入亚碱系列区（图11）；而据都城的划分（图12），有13个落入钙碱系列区，

2个为拉斑玄武岩系列区。利用皮尔斯(J. A. Pearce, 1976)的玄武岩构造分类图投影,(图13),15个细碧岩类的30个计算值中有23个落入岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩区,3个落入钾玄武岩区,4个出图。以上投影结果表明:细碧角斑岩类属钙碱性和岛弧拉斑玄武岩系列,代表活动大陆边缘上岛弧带的岩浆分异趋势[9],因此该火山岩带应属古岛弧带;细碧岩类分别投入岛弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩和钾玄武岩可能表明它们分属岛弧外侧、中部和内侧[8]。

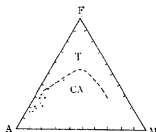


图10 变石英角斑岩、全铁、镁变异图(A.F.M.)

T-拉斑玄武岩系列CA-钙碱系列(麦克唐纳,1968)

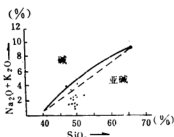


图11 细碧岩类硅碱图

(麦克唐纳和欧文)

表5 细碧岩类化学特征值

岩石名称	SiO_2	F_1	F_2	F_3	K_2O+Na_2O	TFeO/MgO
纤闪石化辉长辉绿岩	48.92	0.36	−1.47	−2.27	2.21	1.52
变辉绿细碧岩	48.98	0.37	−1.52	−2.31	2.60	1.35
变钠石辉绿岩	48.08	0.37	−1.49	−2.38	2.00	1.35
次闪长岩	48.50	0.32	−1.51	−2.28	2.50	1.94
变辉绿岩	49.00	0.38	−1.47	−2.26	2.81	1.61
变辉绿岩	48.96	0.34	−1.48	−2.23	2.03	1.84
细碧岩	51.62	0.63	−0.32	−2.09	3.28	4.19
变玄武岩	49.18	0.36	−1.40	−2.18	1.88	2.04
纤闪石化辉绿玢岩	49.24	0.40	−1.47	−2.34	2.93	1.20
纤闪石化辉绿玢岩	49.04	0.36	−1.52	−2.33	1.70	1.07
变细碧岩	48.72	0.34	−1.46	−2.22	2.09	1.86
变细碧岩	49.04	0.36	−1.48	−2.26	1.66	1.44
变辉绿玢岩	48.16	0.36	−1.46	−2.35	3.52	1.42
变辉绿岩	50.62	0.42	−1.35	−2.49	4.26	1.70
辉绿岩	46.50	0.33	−1.36	−2.36	4.03	1.44

(原始化学资料据1:20万铜鼓幅报告)

$TFeo=FeO+Fe_2O_3\times0.8999$ F_1、F_2、F_3为皮尔斯判别值

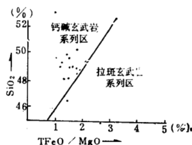


图12 玄武岩分类

(都城,1974)

赣西北中、晚元古代之间是否发生过地壳运动?其性质如何?这个问题一直争议较大。1962年康育义在修水城北观音阁发现了前震旦系地层中的角度不整合面,1982年朱圣清等人认为该不整合面代表了中、上元古代间的地壳运动,并定名为"修水运动",但有人对此提出不同看法。通过工作,笔者初步认为,修水地区的不整合面是构造运动的表现,"修水运动"是可以成立的。这里提出以下几方面的证据:(1)不整合面上、下地层之间普遍有$>10^\circ$的夹角,应属角度不整合现象,这种情况无论是在个别露头上(图14),还是在较大范围内(图15),都较为明显。(2)观音阁组底部砾岩在不同地点覆于中元古界大坑组不

同层位上。如在观音阁，砾岩不整合于大坑组三段中厚层砂岩之上；而在叶垅里，则覆于第四段薄层板岩之上。(3)岩石成分、结构构造特点表明，砾岩具有底砾岩的基本性质。(4)沿不整合面存在着代表风化壳的挤压破碎带，它是沿不整合面这一薄弱带发生后期构造叠加的产物。另外，从前述构造样式、微古植物和沉积相分析也可看出，以不整合面为界出现了构造样式的明显差异、微古植物的不同组合及沉积相序的间断和突变，这些都是存在修水运动的证据。在修水地区，由于震旦纪广泛的海侵超覆，使有些地方震旦系栋门组直接覆于中元古界大坑组之上，以致于修水运动面的延伸往往被晋宁运动面所掩盖（图15）。尽管如此，已有的资料对于确定"修水运动"不整合面来说，仍是较为充分的。

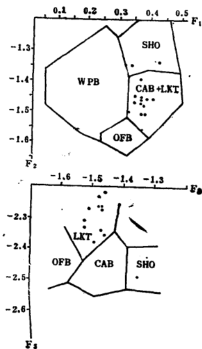


图13　玄武岩构造环境分类

（Pearce，1976）

WPB-板块内部玄武岩　OFM-大洋底部玄武岩

CAB-钙碱性玄武岩　LKT-岛弧拉斑玄武岩

SHO-钾玄岩

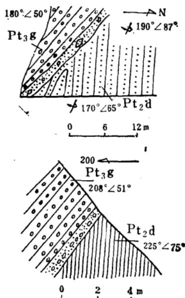


图14　修水地区中、上元古界之间的不整合素描

（上图为观音阁，下图为叶垅里）

根据以上分析和推断可以认为：在赣西北中、上元古代之间曾发生过一次地壳运动——修水运动，它是一次重要的运动，标志着本区中元古代大陆边缘发展阶段的结束；并且可以和梵净山运动，冷家溪运动、漆工运动等对比。

由于条件所限，笔者对修水动运动的认识还很局限，有些问题尚待进一步探讨。例如在本区南部，由于后期构造变质和大面积花岗岩侵入，情况可能更为复杂，修水运动的识别也就更为困难。

总结以上各方面的工作结果，本区构造古地理的发展可以修水运动为界分为两个构造阶段。每个构造阶段的构造样式、沉积环境和沉积相、微古植物等都有明显差异，构成了迥然

不同的两套岩石序列，笔者把它们归为中、晚元古代两个不同的构造层。通过对本区构造层、构造运动和火山岩构造环境的综合分析，有可能追溯赣西北构造古地理的概略发展[6]。

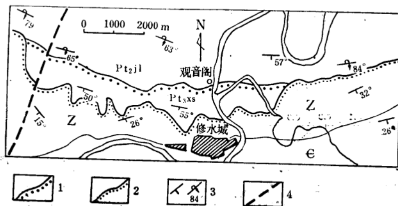


图15 修水运动不整合面的分布及震旦系的超覆现象略图

1. 修水运动不整合 2. 晋宁运动不整合 3. 正常产状及倒转产状、倾角 4. 断层 Pt_2jl-中元古界九岭群 Pt_3xs-上元古界修水群 Z-震旦系 ∈-寒武系

本区中元古代属活动型大陆边缘[7]。南部为宜丰—反托山岛弧带，其北为边缘海弧后盆地。岛弧带及其周围海域早期发育大量基性海底喷发物，形成具枕状构造的细碧岩，晚期转为中酸性喷发的角斑—石英角斑岩，伴有深浅成岩浆侵入活动[3]，同时发育巨厚的火山碎屑浊积岩，组成区南部九岭群火山—沉积岩系。弧后盆地南半部未见地层出露，推测为弧后浊积岩及深海沉积物，而盆地北半部接受来自北方的陆源碎屑，形成由北向南发育的大坑期浊积扇体系。

中元古代末发生的修水运动使南部岛弧带结束火山活动并成为岛链，同时造成本区北部普遍褶皱上升并遭受剥蚀，以修水地区不整合面为典型代表。

晚元古代本区转为过渡型大陆边缘区，总的古地理轮廓是北部中元古界褶皱隆起、南部宜丰岛链及两者间局限的边缘海盆地。晚元古代初，北部在隆起剥蚀后开始下降，经历滨海发展阶段，形成观音阁组一段下部的滨海砾岩，属海相稳定类型沉积；之后迅速过渡为浅海半深海的水下重力流沉积。观音阁组二、三、四段和程山亭组沉积时期，边缘海转为半深海深海性质，主要发育补偿条件不佳的过渡类型沉积组合。观音阁组二、三、四段以薄层、细粒的陆源物质和凝灰质为主，夹较多泥质，形成薄－中厚层为主的浊积岩。程山亭组凝灰质增多，形成以小波痕层理构成 Tc 的细粉砂质薄层浊积岩和沉凝灰岩。晚元古代东流坑期，本区中部和南部发育大规模的浊流沉积，形成分布广泛的东流坑组，显然这套地层属海相活动类型的砂泥质复理石沉积组合，是半深海深海环境的产物。

晚元古代末晋宁运动使全区褶皱上升，开始了震旦纪的稳定发展阶段。

在野外工作和本文编写过程中，得到王鸿祯、王自强、索书田等老师的悉心指导和帮助，从柏林同志热情提供有关火山岩的文献，江西区测队前寒武系专题组给予多方面帮助，在此深表谢意！

参 考 文 献

〔1〕 湖南省区测队，1976，1：20万浏阳幅区测报告。
〔2〕 江西省区测队，1964，1：20万修水幅区测报告。
〔3〕 江西省区测队，1977，1：20万铜鼓幅区测报告。
〔4〕 王自强，1985，赣北晚前寒武纪微古植物群，本集。
〔5〕 R.G.沃克，1978，深水砂岩相和古代海底扇：地层圈闭探测模式，板块构造和沉积作用，P,92—121，罗正华等译，地质出版社。
〔6〕 王鸿祯，1982，中国地壳构造发展的主要特征，地球科学，1期。
〔7〕 王鸿祯、刘本培，1981年，中国中元古代以来古地理发展的轮廓，地层学杂志，5卷，2期。
〔8〕 Pearce,J.A.，1976，Statistical analysis of majior element patterns in basalts；Jour. Petrology，V.17，P. 15-43.
〔9〕 Miyashiro, A. ，1975，Classification，characteristics and origin of ophiolites；Jour. Geology，No. 2，P.249-281.
〔10〕 Selley，R.C.，1982，An Introduction to Sebimentology.

图 版 说 明

1. 观音阁组开阔圆柱状褶皱。修水城北； 2. 大坑组紧闭尖棱褶皱。修水磨滩头； 3. 槽模。大坑组，伊山； 4. 布马序列 Tcde 组合。观音阁组三段，修水城北； 5. 完整的布马序列 Ta-e 。大坑组三段，朱家； 6. 小型复合印模。大坑组三段，农科院对面河岸； 7. 扇缘型浊积岩。大坑组四段，大坑； 8. 深水砾岩。大坑组二段，黄荆岭； 9. 包卷层理。大坑组三段，磨滩头； 10. 火焰状构造。观音阁组，赤江· 11. 球状构造。大坑组二段，黄荆岭； 12. 小波痕层理。程山亭组，程山； 13. 小型槽状交错层理。大坑组三段，大坑； 14. 锯齿模（？）。大坑组，伊山； 15. 纵向脊与沟。大坑组三段，鸡鸣桥

UPPER PRECAMBRIAN SEDIMENTARY ENVIRONMENT AND TECTONO-PALEOGEOGRAPHY OF NORTHWESTERN JIANGXI

Xu Bei

Abstract

The Upper precambrian used here means the Middle and Upper Proterozoic excluding Sinian. Two groups and four formations are recognized, which comprise the Middle Proterozic Jiuling Group inclu-

ding the Dakeng Formation and the Upper Proterozoic Xiushui Group including the Guanyinge Formation, the Chengshanting Formation and the Dongliukeng Formation. Two Geotectonic Stages separated by the Xiushui Movement are recognized and discussed.

A study on sedimentary assciations and sedimentary facies has indicated that: 1) the Dakeng Formation is mainly bathyal-abyssal flysch facies forming a submarine fan, 2) the lower part of the Guanyinge Formation belongs to littoral to neritic conglomerate and sandstone facies and 3) the upper part of Guanyinge Formation, the Chengshanting Formation and the Dongliukeng Formation may be assigned to a tuffaceous and clastic flysch facies.

Through analyses of the detrital mode of sandstones, paleocurrent studies and petro-chemical studies of the volcanic rocks, the basic outline of tectono-paleogeography may be reconstructed. There was a broad back-arc basin of oceanic crust which lay to the north of the Yifeng active island arc in the Middle Proterozoic. In the Late Proterozoic an isolated back-arc basin was present between the Yifeng island-chain in the south and the Xiushui epicontinental sea in the north.

赣东北皖南晚元古代地层与构造古地理

周　洪　瑞

赣东北皖南景德镇—祁门地区晚元古代地层广泛分布，出露较好，构成所谓“江南地轴”的东端。南京大学、安徽省区测队等单位在此区做过大量工作[1]，[2]、根据角度不整合面将前震旦纪地层分为两部分：下部为浅变质厚度较大的复理石岩系，称为上溪群（溪口群）；上部为基本不变质的碎屑岩和火山岩系，称为沥口群。沥口群内部分为邓家组和铺岭组，其分布仅限于江南地轴的北缘，而上溪群则广泛出露，其内部划分还存在较大争议。1983年，笔者在老师指导下，与武汉地质学院地质专业毕业班同学共同赴本区工作，对本区的地质构造轮廓、前震旦纪地层层序和上溪群的沉积特征进行了研究，写成本文，在此特向在研究和成文过程中给予指导和帮助的老师们表示衷心感谢。

一、地质构造轮廓

对于本区的地质构造轮廓前人曾进行过研究，认为控制地层分布方向和相对新老关系的是东西向构造带，以形态为扇形的障公山复背斜为其主体，并将上溪群分为四个组，由老到新为漳前组、板桥组、木坑组和牛屋组。我们工作后，认为控制本区地层分布的主要构造为轴向北东的褶皱构造，上溪群地层总体上呈北东向分布（图1），在本区中部皖赣交界的障公山一带发育有一条走向近东西的大型断裂带，为本区重要地质构造之一。

1．障公山断裂带的特征

（1）从宏观上看，它是发育在浅变质碎屑岩中的一个线状强应变带。东西延伸，横贯全区，而宽度只有数公里。横穿断裂，看不到明显的脆性破裂现象，但上溪群中发育的北东向的大型褶皱轴迹和地质界限有被错动的现象（图1）。

（2）从显微构造特征看，障公山断裂带内部原碎屑颗粒比外围岩层的变形量要大得多。外围岩层中，变质砂岩的碎屑颗粒有一定的圆度和球度，排列无明显定向（图版Ⅰ，图1）而断裂带内原岩中的石英，长石等碎屑颗粒被压扁、拉长呈透镜状，排列具明显定向性（图版Ⅰ，图2），石英出现波状消光、亚颗粒，并伴随有重结晶作用，形成新生颗粒集合体，其长轴方向平行糜棱片理。这些特征和Bell[10]等描述的糜棱岩特征基本相同，因而属于糜棱岩类岩石。

（3）障公山断裂带内岩石碎屑颗粒的粒径由外围向带内逐渐递减，即原砂岩中的碎屑颗粒经剪切搓碎形成亚颗粒和新生颗粒，使粒径变细，其变形强度由边缘向中心规律递增，即外围变形较弱，中心部位变形最强。这种特征在障公山南坡婺源沱川—塘岷一带表现最为清楚，沿障公山南坡自南而北即由断裂带边缘向中心，变形程度逐渐增强：由正常浅变质碎屑岩—具亚颗粒、新生颗粒、含有碎屑残余颗粒的初糜棱岩化岩石—结构完全细粒化、排列定向明显的糜棱岩—具同构造重结晶作用的千枚糜棱岩。

（4）障公山断裂带内部变形不是均一的，它是由多条变形强烈的韧性断裂和由其分

割开的弱变形岩块组成，相互间的界限为逐渐过渡。在韧性断裂中，原岩结构构造被改造，糜棱岩和千枚糜棱岩发育，糜棱片理置换了层理 s_0 和早期流劈理 s_1，并且被晚期折劈和膝折所改造（图版Ⅰ，图3a，b，c）。而在弱变形的中间岩块中，糜棱岩化作用不明显，原岩岩性尚可辨认，为变质砂岩和板岩互层，具复理石韵律，而且发育有小褶皱构造（图版Ⅰ，图4）。

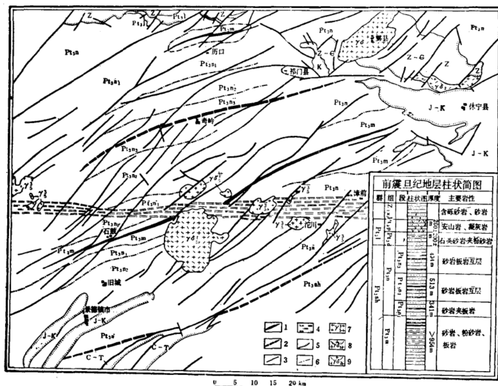


图1　景德镇—祁门地区地质构造轮廓略图

1．背斜　2．向斜　3．断层　4．韧性断裂带　5．不整合界线　6．地层界线　7．燕山晚期花岗岩　8．燕山早期花岗闪长岩　9．晚元古代花岗闪长岩　J—K：侏罗系—白垩系　C—T：石炭系—三叠系　Z—∈：震旦系—寒武系　Z_1x：早震旦世休宁组　Pt_3L：晚元古代沥口群　Pt_3p：铺岭组　Pt_3d：邓家组　Pt_3sh：晚元古代上溪群 Pt_3n：牛屋组 Pt_3n_1：牛屋组一段　Pt_3n_2：牛屋组二段　Pt_3n_3：牛屋组三段　Pt_3m：木坑组

（5）障公山断裂带内，糜棱片理十分发育，常置换原始沉积层理而使岩石呈现片状外貌，对带内糜棱片理产状统计，极密产状为354°∠88°，表明断裂带的走向是近东西的。

上述各种特征，如线状强应变带，内部糜棱岩和千枚糜棱岩及糜棱片理的发育，由边缘向中心应变逐渐增大以及带内结构不均一性等都是大型韧性断裂带的典型特征。障公山断裂带的这些特征和西格陵兰森德尔斯特姆乔德韧性断裂带[3]及我国沂沭断裂带中段基底中的韧性断裂[1)]的特征基本相似，因而可以认为障公山断裂带为一条走向近东西的大型韧性断裂带。从构造轮廓及全区地层分布的方向来看，它斜交地层走向，切割了上溪群不同层

1）张家声，1982，沂沭断裂带中段基底韧性断裂（硕士研究生毕业论文）。

位，并使早期褶皱轴迹产生错动。前人将此韧性断裂带内部发育的糜棱岩作为"片理化砂岩"，建立漳前组并作为本区最老的地层单位，而实际上它并非一个地层单位，漳前组不能成立。

2．石鼓复背斜

石鼓复背斜是控制本区地层分布的主要构造之一，是在本次工作中通过对上溪群地层和构造综合研究后提出的。在工作中，我们首先对剖面上地层中的原生沉积构造、变形小褶皱及新生面理和层理的关系等进行观察，以确定地层的顶、底面和相对新老关系，判断地层是正常还是倒转，配合岩性对比，以确定小褶皱的存在，再据小型褶皱的形态和组合特征以及一定范围的地质填图和路线地质研究，即可确定中、大型褶皱构造。我们在景德镇北郊旧城地区做了较详细的工作，剖面如图2所示。本区的褶皱构造十分发育，一般可分为大、中、小三级，三级褶皱一般宽度为几米—几十米，露头上可以直接观察，这些小型褶曲组合成二级褶曲，其宽度一般为1000米左右，形态随所处位置的不同而呈有规律的变化，在石鼓以南，二级褶曲背斜的北翼陡，南翼缓，有时北翼向南倒转形成倒转褶皱，轴面劈理 S_1 向南倾斜，统计产状147°∠78°；而在石鼓以北，二级褶曲背斜的南翼陡，北翼缓，有时南翼向北倒转，轴面劈理向北倾斜，平均产状 319°∠84°；在石鼓附近，二级褶皱基本是对称的，轴面近直立。根据二级褶皱的上述形态特征和排列规律性，可以确定在本区存在着一个大型复式背斜构造，其转折端位于石鼓一带[4]，[5]，称此复背斜为石鼓复背斜。

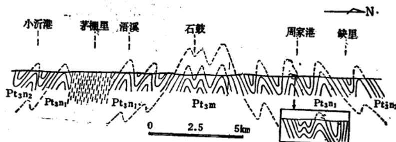


图2 景德镇北效小沂港—缺里构造剖面略图

对石鼓南北两侧地层的岩性组合特征进行详细研究和观察，实测了石鼓—缺里上溪群地层剖面，据岩性组合将其分为木坑组和牛屋组。对石鼓以北的构造、地层、岩性进行观察研究并和石鼓以南的地层、岩性进行对比可知，石鼓南、北地层的岩性组合特征是相同的，即两侧地层是对称重复出现的。通过对景德镇北郊旧城地区1:5万地质填图，也证实了石鼓复背斜的存在，其轴迹走向为NE-SW向；对工作区内层理 s_0 和流劈理 s_1 产状统计，s_0 和 s_1 的走向都是NE-SW的；对石鼓复背斜 πs_0 投影结果也说明其枢纽走向为NE向。

综上所述，石鼓复背斜应是本区的一级褶皱构造之一，它控制了地层分布的新老关系。

对实测剖面建立的地层层序在全区范围内进行验证，利用构造方法和岩性组合对比方法对全区进行观察，并结合前人资料分析，初步认为所建立的地层层序在本区是合适的。并且确定本区的构造轮廓是由一系列复背斜、复向斜间列，中部为近东西向的韧性断裂带，它不仅形成了相当宽的糜棱岩带，而且对早期褶皱构造的影响很大，使褶皱轴迹的走向发生错动，并影响附近地层的产状，使其表现为近东西向的分布，

二、前震旦纪地层层序

赣东北皖南地区前震旦纪地层可分为两部分，下部上溪群为浅变质碎屑岩系，上部为基本不变质的碎屑岩和火山碎屑岩堆积。工作中重点对上溪群的内部层序、时代进行了研究，实测了石鼓背斜南翼石鼓—缺里地层剖面（图3）。根据岩性组合特征建立了地层层序，共分为二个组，采用前人的"木坑组"和"牛屋组"的名称，木坑组较老，构成石鼓背斜的核部，牛屋组较新，位于背斜的翼部，牛屋组据岩性组合和沉积特征划分了三个段。

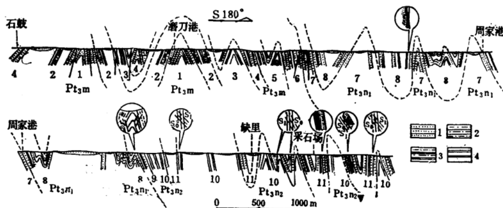


图3　景德镇北郊石鼓—缺里实测剖面图

1.变质凝灰质砂岩　2.变质粉砂岩　3.粉砂质板岩　4.板岩

石鼓背斜北翼的地层原1:20万地质图（祁门幅）定为"板桥组"，其岩性和南翼牛屋组相同，又对称分布于石鼓背斜的两翼，因而可以确定它就是牛屋组。

前已述及，所谓"片理化砂岩"的漳前组实际上不是一个地层单位，而是韧性断裂带中的糜棱岩带，板桥组和牛屋组为同一套地层，因此本区上溪群地层只包含木坑组和牛屋组两个组，据实测剖面及区域观察对木坑组和牛屋组的岩性概括如下：

木坑组

下部灰色厚层—块状粗粒变质凝灰质杂砂岩夹凝灰质板岩，砂岩中具粒级层，上部为凝灰质板岩夹薄层变质细砂岩、粉砂岩，组成微小型韵律，未见底，可见厚度为954米。

牛屋组由下而上分三段

一段：灰色厚层—块状变质粗—细粒凝灰质杂砂岩，含有泥砾，冲刷构造发育，夹灰黑色变质薄层粉砂岩、板岩，布玛序列发育，板岩中含微古植物，据王自强鉴定有 *Taeniatum crassam*（厚带藻）；*Trachysphaeridium* aff *laminaritum*（纹层粗面球形藻（近似种）），厚度为341米。

二段：灰色中—薄层变质凝灰质杂砂岩和凝灰质板岩互层，具粒级层、小冲刷面、槽模构造，板岩中含微古植物 *Leiominuscula incrassata Leiopsophosphaera*（厚壁光面小球藻）；*infriata*（古原始光球藻）；*Trachysphaeridium planum*（厚壁粗面球形藻）等，实测剖面可见厚度513米。

三段：灰色中—薄层变质杂砂岩、粉砂岩和黑色板岩互层，复理石韵律清楚，厚度494米。

据实测剖面及区域观察，木坑组和牛屋组之间，牛屋组各段之间均为整合接触，上溪群和上覆沥口群之间为角度不整合接触。

上溪群的时代，长期存有争论，有人认为属中元古代，有人认为部分属中元古代，部分属晚元古代。从牛屋组微古植物群来看其组合应属青白口纪。根据已有记录，其中*Leiposphosphaera infriata*；*Trachysphaeridium planum* 是青白口纪新出现的分子，因而可以确定牛屋组属青白口纪；木坑组与牛屋组为连续沉积，其本身性质不少部分属于快速堆积的浊积岩系，所以暂将上溪群时代都归入青白口纪。考虑到侵入上溪群花岗岩体的年龄，休宁岩体为9.08亿年，许村岩体为9.13亿年，可以认为上溪群应属于青白口纪早期。从构造样式和构造层对比，上溪群和赣西北的修水群的沉积组合面貌相同，并且具有相似的变形特征和构造样式，因而认为两者为同一构造层，即大致属于同时代地层。修水群经前人从构造运动、上下地层层序及微古植物组合特征等方面研究，也应属青白口系下部，所以将上溪群归于青白口纪早期是合理的，而位于震旦系之下，上溪群之上的沥口群的时代无疑应属于青白口纪晚期。

三、上溪群的沉积特征

上溪群为一套厚度较大的浊积岩沉积，其浊积岩特征明显，韵律旋回清楚，木坑组和牛屋组各组成一个大的沉积旋回，由下到上，由粗变细，通过野外及室内研究，总结其沉积特征如下：

1．内部构造特征

上溪群浊积岩是由各种类型的布玛序列组成，其中大多数为不完整序列（图版Ⅰ，图5，6），而完整序列较为少见（图版Ⅰ，图7）。这些布玛序列有规律地组成不同级别的沉积韵律和沉积旋回，整个牛屋组为一个大的沉积旋回，其内部可进一步分为七个韵律。这些韵律自下而上有如下变化规律：（1）布玛序列A段厚度逐渐变小，出现频率减少，甚至不出现；de段出现频率增大，最上部全由de段组成；（2）布玛序列厚度类型由下部的巨—大型（单个序列厚度>25cm）逐渐变为中—小型（单个序列厚度15—5cm），最后到微型（单个序列厚度<5cm）；（3）砂泥比值逐渐减小。这些不同级别的韵律在地层中多次重复出现，构成了上溪群厚度较大的泥砂质复理石组合，反映出浊流活动强弱的周期性变化，而这种变化可能是构造活动强弱周期性变化的反映。

2．布玛序列底部构造特征

上溪群浊积岩中保存有各种沉积构造及同沉积构造，在布玛序列底部最为常见，主要有（1）槽模：形态为反扣勺状，迎流端突起略尖，背流端低缓，定向排列，成群出现（图版Ⅰ，图8），其形态和排列方向可指示古流向。（2）重荷模与火焰状构造：重荷模是由于沉积物密度差异受重力作用影响形成的砂岩层底面上的不规则的瘤状突起，火焰状构造则是泥质沉积呈尖角状、舌状突入上覆砂岩中（图版Ⅰ，图9）。

3．粒度分布特征

采用薄片粒度分析方法，使用自动光笔图象分析仪测量和统计了牛屋组150个砂岩薄片

的粒度分布频率，进行杂基校正后，绘制了累积概率曲线和C-M图。其中大部分累积概率曲线的形态为一微向上凸的曲线（图4），悬浮总体占整个粒度分布的大部或全部，表明在沉积时颗粒基本都处于悬浮状态，为浊流沉积悬浮搬运的特点。

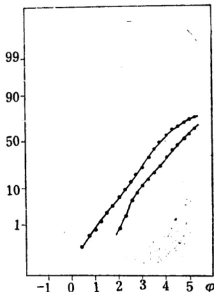


图4　牛屋组砂岩累积概率曲线

图5为用牛屋组四组样品的粒度分析结果所做的C-M图，由图可以看出，其数据全部分布C-M在模式图中的递变悬浮沉积物范围内。图形与$C=M$直线基本平行，表明是由递变悬浮作用搬运和沉积的，这是浊流沉积C-M图的典型特征。

4. 岩石学特征

上溪群主要由灰色变质凝灰质杂砂岩和灰绿、灰黑色板岩组成，对上溪群200多个岩石薄片进行观察可知，变质凝灰质杂砂岩主要碎屑成分有石英，长石和岩屑。岩屑包括中酸性侵入岩、火山岩及沉积岩岩屑，长石和石英中有部分为火山喷发形成的晶屑。碎屑颗粒形态多为次棱角状—次圆状，分选中—差，杂基含量为20%—40%，属杂砂岩类。对牛屋组砂岩的碎屑成分含量统计结果表明，该砂岩属长石岩屑杂砂岩。在砂岩成分中，石英含量较低，反映成分成熟度低，主要结构系数[6]计算结果为3.689—7.315，表明其结构也属不成熟—次成熟。上溪群的碎屑分选磨圆不好、成分成熟度和结构成熟度较低、杂基含量高、富含火山物质等岩石学特征都说明上溪群是属于构造活动强烈的环境下快速搬运、快速沉积的产物。

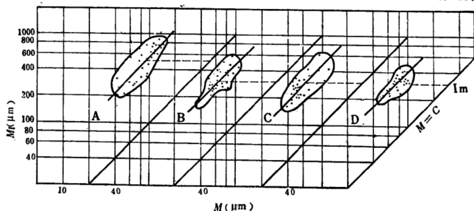


图5　牛屋组浊积岩C-M图

A-祁门沥口牛屋组一段　B-祁门大北埠牛屋组二段　C-旧城牛屋组二段　D-旧城牛屋组二段

5. 化学成分特征

用牛屋组的18个化学成分分析结果做$\log(Na_2O/K_2O)$与$\log(SiO_2/Al_2O_3)$投影

图（图6），所投的点主要落入杂砂岩区内，将牛屋组砂岩平均化学成分和佩蒂庄[7]所列举的各种砂岩的化学成分对比可知，SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、Na_2O、K_2O、MnO_2的含量和杂砂岩类非常相似，说明牛屋组砂岩从化学成分特征看，也是属于杂砂岩类。化学成分中，$FeO/Fe_2O_3=2.43$，这一特征和岩石呈灰绿—灰色、含有星点状黄铁矿以及缺少浅水环境的层理和层面构造等特征是一致的，反映它可能形成于较深水的还原环境中。

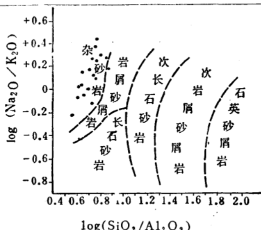


图6 牛屋组砂岩log（Na_2O/K_2O）对log（SiO_2/Al_2O_3）的投影图

四、青白口纪构造古地理初步分析

1. 物质来源

根据上溪群浊积岩的岩石学和化学成分特征，可以对其物质来源进行分析。牛屋组砂岩平均化学成分和中酸性岩浆岩的成分对比表明其主要成分SiO_2、Al_2O_3、FeO、MgO等的含量非常相似，在砂岩碎屑成分中含有石英、长石晶屑及中酸性火山岩、侵入岩岩屑，故其物源可能和中酸性火山岩和侵入岩有密切关系。牛屋组的岩石碎屑成分按其标型特征可分为两部分：（1）石英具有高温β石英的六边形假象、较自形的形态，弧形边及熔触港湾，长石中具有细环带构造、卡钠复合双晶发育（图版Ⅰ，图10,11,12, 13, 14），这些都是火山喷出物中晶屑的特征，其表面新鲜，形态多为棱角状，说明未经风化，磨蚀，可能为火山喷发物质，喷发后即被浊流搬运沉积。（2）在碎屑成分中，也有磨圆较好的石英，其中有部分为花岗岩型多晶石英、表面绢云母化的斜长石及中酸性侵入岩、火山岩、板岩、硅质岩岩屑等（图版Ⅰ，图15,16,17, 18, 19），其形态为次圆—圆状。表明其来源于中酸性岩浆岩及沉积岩系，属经过风化、磨蚀、搬运最后形成的沉积物，再经浊流作用，搬运到新的地区形成浊积岩。因而可以推知，上溪群浊积岩的物质有两种来源，既有早期形成的沉积岩、火山岩系及侵入岩体，又有同期的火山喷出物质。

2. 地层类型及构造部位

上溪群浊积岩中韵律旋回发育，结构和成分成熟度低，厚度较大，可能形成于较活动的构造环境中。成分中含火山碎屑物质较多，属火山碎屑—泥砂质浊积岩。据现代沉积的研究，火山碎屑浊积岩主要形成于西太平洋型大陆边缘，即分布于岛弧内侧的边缘海盆地和岛弧外侧的弧前盆地及海沟中。结合区域地质背景，在本区南部存在着宜春—绍兴断裂，据前人研究，中、晚元古代的地壳消减带，其北侧可能为江南古岛弧[8]，[9]，利用牛屋组槽模测量恢复古流向为NW350°—NE40°，即浊流是由南向北运动的，指示沉积物物源在南边。前已述及，上溪群的物源既有早期形成的沉积岩、火山岩系及侵入岩体，又有同期的火山喷出物质，推断当时在本区南部有出露水面的火山岛群存在，即江南古岛弧，上溪群属

于江南古岛弧北侧的边缘海中形成的海相活动类型的凝灰质—泥砂质复理石沉积组合。还应指出，约属同期地层的德兴、上饶一带的染工群则为一套含细碧角斑岩建造的火山碎屑岩和浊积岩系，其成分中含有较多火山岩碎屑，来源于下伏的“双桥山群”，碎屑有一定的磨圆，也说明当时附近有隆起剥蚀区。柒工群基性火山岩微量元素和化学成分计算结果表明，属于大洋玄武岩和岛弧玄武岩系列。从构造位置看，柒工群更靠近南部洋壳海域，因而可以推断柒工群是位于岛弧靠近大洋一侧的弧前盆地沉积（图7-a）。

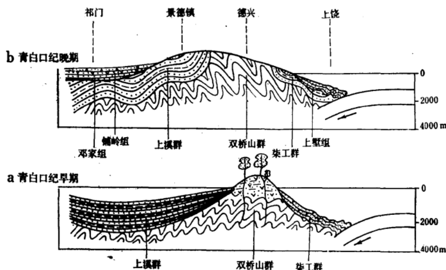


图 7　皖南—赣东北地区青白口纪沉积意想剖面图

3. 青白口纪构造古地理发展轮廓

青白口纪早期，赣东北—皖南地区为扬子大陆东南的活动大陆边缘区，发育—岛弧、海沟、边缘海系统，在靠近南部洋壳海域的弧前盆地里沉积了柒工群含基性火山岩的火山碎屑岩和凝灰质浊积岩，而在靠近扬子大陆的弧后盆地中形成了上溪群凝灰质浊积岩。上溪群及同期地层沉积后，发生了祁门运动，使皖南、赣东北青白口纪早期地层褶皱，原岛弧和边缘海系统消失。青白口纪晚期，本区除在边缘有海相沉积外，大部分地区为古陆，或为剥蚀区，或为陆相山间或山前盆地，形成了邓家组和铺岭组具磨拉石性质的碎屑岩和火山岩堆积（图7-b）。青白口纪末期的晋宁运动使本区最终全部稳定，完成由大陆边缘活动区向大陆稳定区的转化，从震旦纪开始，本区进入稳定地台盖层发育阶段。

参考文献

〔1〕 郭令智、刘元常、夏帮栋，1962，皖南浙西江南隆起的几个地质问题兼论区域地质发展史，南京大学学报，地质学，No. 1.
〔2〕 徐树桐、陆镜元、张维明、陈冠宝，1979，皖南祁门—歙县地区元古界变质岩地层原始构造环境和形变，地质科学，No. 2.
〔3〕 肖庆辉，1982，韧性断裂的特征及断层应变和位移的测定方法，构造地质论丛，第二辑，地质出版社.
〔4〕 马杏垣、索书田、游振东、刘如琦，1981，嵩山构造变形，地质出版社.
〔5〕 H. B. 格尔洛夫，1981，用于分析中型和大型褶皱的一些构造形态，国外变质岩区构造研究方法，地质出版社.

〔6〕 宋天锐，1979，薄片中计算砂岩主要结构系数的新公式，地质论评，Vol. 25, No. 1.
〔7〕 F. J. 佩蒂庄，1977，砂和砂岩，(李汉瑜译)，科学出版社.
〔8〕 王鸿祯、王自强、朱鸿、陈亿元、全秋琦，1980，中国晚元古代构造古地理，地质科学，No. 2.
〔9〕 乔秀夫、耿树方，1981，华南前寒武纪古板块构造，中国及邻区大地构造论文集，地质出版社.
〔10〕 T. H. Bell & M. A. Etheridge, 1973, Microstructure of Mylonite and Their Descriotive Terminology, Lithos, Vol. 6, No.4.

图 版 说 明

1. 变质砂岩颗粒形态，祁门沥口牛屋组一段，电镜扫描；2. 断裂带内糜棱岩，婺源南山路，电镜扫描；3a. 千枚糜棱岩中折劈，休宁漳前，正交偏光，×20；3b. 糜棱岩中糜棱片理Sm和早期流劈理s_1的关系，休宁漳前，正交偏光，×50；3c. 糜棱岩中膝折，婺源汪王后村南；4. 断裂带中间岩块中的小型褶皱构造，梓均村北；5. 不完整布玛序列，A段具递变层理，旧城牛屋组一段；6. 不完整布玛序列，C段具小型交错层理，旧城牛屋组一段；7. 完整布玛序列，旧城牛屋组一段；8. 槽模，旧城牛屋组二段；9. 沿冲刷面发育的火焰状构造，旧城牛屋组一段；10. 具"包裹体"六边形石英，祁门沥口牛屋组一段，正交偏光，×50；11. 半六边形石英，祁门沥口牛屋组一段，正交偏光，×20；12. 熔蚀港湾状石英，祁门大北埠牛屋组二段，正交偏光，×50；13. 聚片双晶斜长石，祁门沥口牛屋组一段，正交偏光，×100；14. 棱角状卡钠变复合双晶斜长石，旧城牛屋组二段，正交偏光，×50；15. 多晶石英（花岗岩型），祁门沥口牛屋组一段，正交偏光，×50；16. 卡氏双晶长石，祁门大北埠牛屋组二段，正交偏光，×50；17. 细晶花岗岩岩屑(具显微文象结构)，祁门沥口牛屋组一段，正交偏光，×20；18. 中酸性火山岩岩屑(石英斑晶被脱玻化形成的长石包围)，旧城牛屋组二段，正交偏光，×50；19. 火山岩岩屑(岩屑内具有六边形石英祁门沥口牛屋组一段，正交偏光，×20.

UPPER PROTEROZOIC STRATA AND TECTONO-PALAEOGEOGRAPHY OF NORTH-EAST JIANGXI AND SOUTH ANHUI

Zhou Hongrui

Abstract

The paper deals with the tectonic outline, the pre-Sinian stratigraphic sequence, the sedimentational environment of the Shangxi Group and the tectono-palaeogeography in the Qingbaikouan Period of the Jingdezhen-Qimen region of northeast Jiangxi and south Anhui. The main conclusions are;

1. The major structures which controlled the stratigraphic development and sedimentational sequence in this region are the main folds extending NE-SW in direction. The Shigu anticlinorium is one of the major structures. In the middle part is the great ductile fault zone, the Zhanggongshan fault zone whose strike is roughly E-W.

2. The sequence and subdivision of Shangxi Group is revised. It is divided into the Mukeng Formation in the lower, and the Niuwu Formation in the upper part, both belonging to the Lower Qingbaikouan System of late Proterozoic age. The Zhangqian and Banqiao Formation are probably tectonic repetition of Mukeng and Niuwu Formation.

3. The sedimentary characters of the Shangxi Group are summarized. It is pyro-clastic to clastic-argillaceous and contains turbidites which were formed in the back-arc marginal sea and the material came mainly from island arcs to the south of the region.

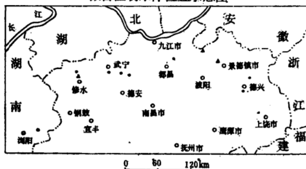
4. This region was an active continental margin in pre-Sinian time. The main course of its geological evolution consists in the conversion from the mobile continental margin to the stable border part of continental platform.

赣北晚前寒武纪的微古植物群

王　自　强

赣北晚前寒武纪中的微古植物已多有发现，特别是江西地研所的夏培影同志曾进行了较为系统的工作。笔者近年在江西修水、波阳计林和景德镇旧城一带的修水群和上溪群牛屋组中发现了较为丰富的微古植物，为解决赣水和邻区前震旦系的划分、对比提供了依据。

微古植物采样位置示意图



▲ 本文采样点　　• 前人采样点

一、地　层　概　述

赣北地区的前震旦系大致以鄱阳湖为界，地层特征具有一定的差别。经我院徐备、周洪瑞等同志工作，分别对赣西北和赣东北建立了新的地层系统。现分述如下：

1. 赣西北修水—铜鼓地区

震旦系硐门组：凝灰质长石石英砂岩。

～～～～晋宁运动～～～～

修水群

东流坑组：凝灰质砂岩、板岩、粉砂质板岩，具布马序列。

程山亭组：凝灰质岩屑杂砂岩、层凝灰岩夹板岩，具大量C段较发育的布马序列。

观音阁组：底部砾岩及长石石英砂岩、中部粉砂质板岩及杂砂岩，上部凝灰质岩屑杂砂岩及板岩，布马序列发育。产化石：

Leiominuscula orientalis Sin et Liu, *Margominuscula* aff. *tennela* Naum, *Leiopsophosphaera minor* Schep., *L. apertus* Schep., *L. infriata* Andr., *Protoleiospharidium pusillum* Sin, *Trachysphaeridium simplex* Sin, *T.*

incrassatum Sin, *T. hyalinum* Sin et Liu, *T.* aff. *chihsienense* Liu et Sin, *Orygmatosphaeridium exile* Sin, *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *Trematosphaeridium minutum* Liu, *Taeniatum crassum* Sin

～～～～修水运动～～～～

九岭群

大坑组：下部中细粒岩屑杂砂岩、块状杂砾岩，上部凝灰质岩屑杂砂岩及条纹状板岩夹层凝灰岩，布马序列发育（未见底）。

大坑组上部为凝灰质等火山物质极丰富的浊积岩，下部的杂砾岩为碎屑沉积物。（微古植物样品主要采自观音阁组）

2．赣东北波阳计林及景德镇旧城地区

上元古界邓家组

～～～～不整合～～～～

上元古界

上溪群牛屋组：灰色、灰黑色含少量凝灰质岩屑杂砂岩及粉砂质、泥质板岩，具布马序列。下部A段发育，中、上部则以c-d段为主。产化石：*Leiominuscula orientalis* Sin et Liu, *Leiopsophosphaera apertus* Schep., *L. infreata* (Andr) Sin, *L. minor* Schep, *Trachysphaeridium simlex* Sin, *T. incrassatum* Sin, *T.* aff. *stipticum* Sin, *T.* aff. *chihsienense* Liu et Sin, *Orygmatosphaeridium exile* Sin, *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., *Trematosphaeridium holtedohlii* Tim., *Taeniatum crassum* Sin, *Polyporata obsolita* Sin et Liu

以其中部保存最为丰富。

上溪群木坑组/环沙组：灰色、灰绿色长石石英砂岩及灰绿色、灰色板岩，见有布马序列，未见底。

二、赣北微古植物群的时代及地层意义

此次在赣北所找到的微古植物群，总的面貌是以单球藻亚群中的粗面和光面球形藻属为主，同时也具有纹饰较为复杂的巢面球形藻属和少量个体<10微米的属中的个别分子。这种微古植物的组合特征基本可与华北的青白口群、皖北的刘老碑组和豫西的洛峪口组等地层中的微古植物组合特征相对比。因此可以确定赣北的微古植物群是属于青白口时期的组合。

多年来对扬子地台东南大陆边缘的研究表明，黔东—浙西的前震旦系均包括两套地层，中间由一区域性角度不整合分开（即代表1050百万年左右的四堡运动、武陵运动、修水运动等）。不整合面之上，自西而东分别为下江群、丹洲群、板溪群、修水群和上溪群。上述各群经普宁运动（800—900百万年）变形和变质。它们具有相似的变形序次和构造样式；与震旦系呈角度不整合接触。所以，我们认为各群应为大致同时的沉积产物。

同位素年龄资料指明：黄陵花岗岩体为819百万年；顺层侵入广西丹洲群合桐组的辉绿岩年龄为857百万年（Rb-Sr），湖南马底驿组下部火山岩年龄为1010百万年（Rb-Sr）。

因此大致限定了四堡运动和晋宁运动间各群时限范围为1050—850百万年，与青白口时限范围相当。

本文所描述的微古植物组合为上述各群的对比及其时限范围确定的，从生物地层角度提供了依据。

三、有关微古植物演化特征的讨论

邢裕盛等已就微古植物的演化规律进行了总结，指出青白口群微古植物分子以个体较大（15微米以上）、表面粗糙以及纹饰较为复杂的属种占绝对优势。这种规律性在许多地区已得到证实。目前在赣北所见到的直径>10微米的微古植物分子，形态特征与其它地区描述的属种无异，但其个体一般都偏小，或小于已描述过的属种范围，或仅达到其最小直径。相同情况在花山群的微古植物中也有发现。

出现上述变化的原因是什么？是否都可以用"降解"的观点加以解释？或是出现了新属种？笔者倾向这种变化可能与微古植物的生活和保存环境的不同有关。现就此进行讨论，不当之处请批评指正。

众所周知，环境如盐度、阳光、温度、水体深度、氧含量及动力条件等，对生物的生态及保存都具有一定的影响和控制作用。即使象菌和兰绿藻这些很低等的生物亦不例外。青白口时期，微古植物有不少可能已属于比藻兰绿更为高级的藻类，因而，环境控制作用将会更为明显。

赣北的微古植物群，基本保存在大陆边缘的岛弧浊积岩中，而且主要保存在以布马序列de段为主的末稍相中，显然系深水环境产物，故微古植物得不到正常的生长和发育的环境以及良好的保存条件，但过去华北等地描述的属种，多系潮坪或浅海环境产物，它们可以得到正常的生活环境，这可能是造成赣北微古植物群个体偏小偏少的一个重要原因。以上认识是否合理，尚待今后继续验证。

微古植物研究，在国内外虽然已有较大发展，但比较其他门类，尚感不够成熟。目前微古植物研究尚处于大量积累资料阶段。过去主要注意了属种的比较、鉴定和微古植物在时间上的演化，但对其生态特征的空间变化及其与环境的关系尚缺少必要的注意。深感今后在发现微古植物新属种的同时，需加强对富含微古植物群的剖面进行沉积相的研究。这样做不仅有利于全面了解微古植物的演化和变异，而且也有利于属种鉴定特征的"标准化"。促使前寒武纪生物地层学研究水平获得更快的发展。

四、微古植物属种描述

球藻群 Sphaeromorphida Timofeev, 1966

单球藻亚群 Monosphaeritae Timofeev, 1966

光面小球藻属 *Leiominuscula* Naumova, 1960

东方光面小球藻 *Leiominuscula orientalis* Sin et Liu

（图版Ⅰ，图1、2）

描述 膜壳轮廓圆形或不规则圆形，直径8—10微米。膜壳不甚坚密，表面光滑，边缘部分呈不规则环状隆起，环状隆起的外缘局部可以变薄成膜状，似呈隆起中断状；无褶皱或具少数褶皱。暗褐色。

产地及层位 修水九岭群大坑组，修水群观音阁组，波阳计林上溪群。

地层分布 亦见于蓟县串岭沟组。

厚缘小球藻 *Margominuscula Naumova*, 1960

薄壁厚缘小球藻 （近似种） *Margominuscula* aff. *tennela* Naum

（图版Ⅰ，图3）

描述 膜壳轮廓圆形，直径8微米。膜壳很薄，半透明，表面光滑或微显粗糙，边部增厚似窄环，无褶皱或少数小褶皱，淡黄灰色。

产地及层位 修水修水群观音阁组。

地层分布 亦见于蓟县串岭沟组，苏格兰陶里东群代白格组。

厚缘小球藻（未定种） *Margominuscula* sp.

（图版Ⅰ，图4）

描述 膜壳轮廓圆形；直径8—10微米；膜壳厚，坚密；表面光滑；壁外缘增厚，形似窄环，球宽1—1.5微米。为单体。暗棕色，近黑色。

产地及层位 修水修水群观音阁组。

光球藻属 *Leiopsophosphaera Naumova*, 1960

小光球藻 *Leiopsophosphaera minor* Schep

（图版Ⅰ，图5）

1963, *Leiopsophosphaera minor* Schep.E. Д. Шепелева, стр. 10, табл. 1, фиг. 1—2.

描述 膜壳轮廓圆形或不规则圆形；直径12—20微米。膜壳薄；半透明；表面光滑；具较多细窄褶皱。淡灰色—淡黄褐色。

产地及层位 江西修水修水群观音阁组；波阳计林上溪群，景德镇旧城上溪群牛屋组。

地层分布 国内外晚元古代地层中广泛分布，曾见于蓟县下马岭组，本溪桥头组，淮南刘老碑组。苏联伏尔加—乌拉尔地区巴甫林群。我国蓟县长城群串岭沟组中亦有发现。

开放光球藻 *Leiopsophosphaera apertus* Schep

（图版Ⅰ，图6、7、8）

1963, *Leiopsophosphaera apertus* Schep. E. Д. Шепелева, стр. 12, табл. 1, фиг. 8.

描述 膜壳轮廓不规则圆形或不规则宽椭圆形；直径11—20微米。膜壳较厚；坚密；具有宽窄不同、数量不等的褶皱；褶皱以大致平行膜壳轮廓边缘者居多，有些呈不规则分布。暗灰—暗黄褐色。

产地及层位 江西修水，修水群观音阁组，波阳计林，上溪群，景德镇旧城上溪群牛组。

地层分布 蓟县串岭沟组及下马岭组；湖北京山花山群六房咀组；宜昌下震旦统莲沱组，上震旦统陡山沱组；苏联伏尔加—乌拉尔地区的巴甫林群。

古光球藻 *Leiopsophosphaera infriata* (Andr) Sin et Liu 1966, *Protoleiospha-*

eridium infreatum Andr E.M. Андреева, табл. 1, фиг. 1—6.

（图版 I，图 9）

描述 膜壳轮廓圆形或不规则宽椭圆形，直径30—38微米。膜壳厚；坚密；表面光滑；具宽窄不等的褶皱。

比较和讨论 本种原归为1959季莫菲也夫描述的 *Protoleiosphaeridium* 属中，但其中许多是具光面类型的，实际上也是 *Leiopsophosphaera Naumova* 属的一部分。邢裕盛1978明确将*Protoleiosphaeridium Timofeer*, *Protosphaeridium Timofeer*, *Leiosphaeridia Eisenack* 等属中表面光滑的类型归入 *Leiopsophosphaera* 属中。并将其直径限定为30—40微米，建立了古光球藻（新组合）。

产地及层位 修水，修水群观音阁组，波阳计林上溪群。

地层分布 蓟县下马岭组；本溪桥头组；复县兴民村组；湖北宜昌下震旦统莲沱组；上统陡山沱组。苏联俄罗斯地台上里菲的巴列斯群和下寒武统波罗的群。

古光球藻（亲近种） *Leiopsophosphaera* aff. *infriata* (Andr) Sin et Liu

（图版 I，图10）

描述 膜壳轮廓圆形或不规则圆形，直径16—30微米，以20—25微米者居多。膜壳厚，坚密，表面光滑，具宽窄不等的褶皱。

讨论 特征与古光球藻完全相同，仅直径<30微米。故定为亲近种。

地层分布 修水，修水群观音阁。

原始光球藻属 *Protoleiosphaeridium Timofeer*, 1959

小原始光球藻 *Protoleiosphaeridium pusillum* Sin

（图版 I，图11）

描述 膜壳轮廓圆形至宽椭圆形，很薄；表面光滑，具许多细小褶皱和少量较大褶皱；直径20微米；淡黄灰色。

产地及层位 江西波阳计林上溪群。

地层分布 辽宁本溪康家统。曾见于俄罗斯地台晚前寒武纪瓦尔达依群至中奥陶统。

粗面球形藻属 *Trachysphaeridium Timofeer*, 1959

简单粗面球形藻 *Trachysphaeridium simplex* Sin

1962. *Trachysphaeridium simplex* Sin. Син Юй-Шэн. стр. 125, табл. 8, фиг. 3.

（图版 I，图12、13、14）

描述 膜壳轮廓圆形或不规则圆形；直径20—25微米；很薄柔弱；表面粗糙；具许多细小褶皱。淡黄灰色。

产地层位 修水，修水群观音阁组；景德镇旧城上溪群牛屋组。

地层分布 蓟县串岭沟组，本溪南芬组至康家统。曾见于俄罗斯地台晚前寒武纪瓦尔达依群及下寒武统波罗的群。

厚缘粗面球形藻属 *Trachysphaeridium Incrassatum* Sin

（图版 I，图15、16、17、18、19）

描述 膜壳轮廓圆形至椭圆形；直径12—27微米；较厚；坚密；具有许多大致成同心圆状排列的褶皱，褶皱多密集于膜壳边部，形似环状结构。暗灰褐色。

产地及层位　修水，修水群观音阁组；波阳计林上溪群。

地层分布　本溪南芬组至康家统。曾大量见于俄罗斯地台晚前寒武纪瓦尔达依群，下寒武波罗的群曾见少数标本。

膜壁粗面球形藻　*Trachysphaeridium hyalinum* Sin et Liu

（图版Ⅰ，图20）

描述　膜壳轮廓圆形至宽椭圆形，直径27—28微米，膜壳很薄，透明或半透明，多细小褶皱；表面粗糙。淡黄灰色。

产地及层位　江西波阳计林上溪群。

地层分布　蓟县串岭沟组及下马岭组；本溪桥头组及康家组。

蓟县粗面球形藻（亲近种）　*Trachysphaeridium* aff. *chihsienense* Liu et Sin

（图版Ⅰ，图21、22）

描述　膜壳轮廓多为不规则椭圆形，长轴17—20微米，短轴11—13微米，膜壳厚，坚密，表面粗糙，沿长轴有数量不等的褶皱，褶皱宽度大致相同。膜壳边缘不整齐，常具波状。有的标本褶皱排列方向不一，互相交错。黄棕色或棕色。

比较　确定为亲近种的原因是直径较小。其它特征，与 *T. chihsienense* 完全相似

产地及层位　修水，修水群观音阁组。

地层分布　蓟县下马岭组，本溪桥头组及康家组。

假网粗面球形藻（亲近种）　*Trachysphaeridium* aff. *stipticum* Sin

（图版Ⅰ，图23）

描述　膜壳轮廓圆形或宽椭圆形，直径25—35微米，膜壳薄，表面粗糙，具许多小而弯曲的褶皱，褶皱常为半圆形，似网状纹饰。灰色或黄色。

比较　现发现的标本，除直径小于邢裕盛1973年所定 *T. stiplicum* 的40—70微米外，其余特征相同。故定为亲近种。

产地及层位　江西波阳计林上溪群。

地层分布　*T. stiplicum* 见于蓟县下马岭组，亦常见于俄罗斯地台瓦尔达依群。

巢面球形藻属　*Orygmatosphaeridium* Timofeer, 1959

薄壁巢面球形藻　*Orygmatosphaeridium exile* Sin

（图版Ⅰ，图24）

描述　膜壳轮廓圆形，直径16—18微米，膜壳薄，不坚密，表面粗糙，具无规则分布的穴状构造，穴为圆至宽椭圆形，小穴周围有稍隆起的窄边；常具少量不规则分布的细褶皱。黄褐色。

产地及层位　江西波阳计林上溪群，修水，修水群观音阁组上部。

地层分布　曾见于蓟县洪水庄组，俄罗斯地台晚前寒武纪瓦尔达依群。

连球藻属　*Synsphaeridium* Timofeer, 1966

粘结连球藻　*Synsphaeridium conglutinatum* Tim

（图版Ⅰ，图25、26、27）

描述　膜壳轮廓圆形，直径13—15微米，膜壳薄，不坚密，表面粗糙，偶有褶皱。黄色到暗褐色。常以群体出现。

产地及层位　江西修水，修水群观音阁组；波阳计林上溪群、景德镇旧城上溪群牛屋组。

地层分布　蓟县雾迷山组及下马岭组，本溪桥头组及康家组，广泛分布于欧亚晚前寒武纪和寒武纪地层中。

穴面球形藻属　*Trematosphaeridium* *Timofeer*，1959

郝台达穴面球形藻　*Trematosphaeridium holtedahlii* Tim

（图版Ⅰ，图28）

描述　膜壳轮廓圆形或不规则圆形；直径30—40微米。膜壳厚；具数量不等的小穴，穴圆形或近圆形，不均匀分布，穴大小不等，约5—10微米。暗褐色到黑色。

产地及层位　江西修水，修水群；波阳计林上溪群。

地层分布　曾见于蓟县景儿峪组，宜昌震旦系，甘肃碧口群等，晚前寒武各群均有分布。

小穴面球形藻　*Trematosphaeridium minutum* Sin

（图版Ⅰ，图29）

描述　膜壳轮廓圆形或不规则圆形，直径11—25微米。膜壳厚，具数量不等的小穴，不均匀地分在膜壳上。穴小，一般<5微米。黑色。

产地及层位　江西修水，修水群，波阳计林上溪群；景德镇旧城上溪群牛屋组。

地层分布　曾见于宜昌上震旦统，贵州下江群，湖南板溪群，湖北京山花山群等，分布极广。

带藻属　*Taeniatum* Sin，1962

厚带藻　*Taeniatum Crassum* Sin et Liu

（图版Ⅰ，图30、31、32）

描述　藻丝体带状，厚，坚密，表面光滑；常沿一个方向旋卷成麻绳状，带宽5—20微米。可见长度30—200微米。暗褐色至黑色。

产地及层位　江西修水，修水群，波阳计林上溪群。

地层分布　蓟县铁岭组，本溪桥头组等广泛分布。

多孔体　*Polyporata* Sin et Liu

模糊多孔体　*Polyporata obsolita* Sin et *liu*

（图版Ⅰ，图33）

描述　黑色有机质碎片，形状不定。碎片厚，单层，坚密，表面光滑，具孔状构造，孔圆形或形状不规则，孔径一般5—8微米。

产地及层位　各采样点均有分布。国内各地均广泛分布。

参考文献

〔1〕 邢裕盛，1973，燕辽地区震旦纪微古植物群及其地质意义，地质学报，1期。
〔2〕 邢裕盛，1978，峡东地区震旦纪至二叠纪地层古生物，地质出版社。
〔3〕 邢裕盛，1982，中国晚前寒武纪微古植物及其地层意义，中国地质科学院院报，4期。
〔4〕 王鸿祯，1982，中国地壳构造发展主要阶段，地球科学，3期。
〔5〕 王自强、索书田，1983，黔、湘，赣北中、上元古界的构造分层及古地理轮廓，中国国际晚前寒武地质讨论会论文集(摘要)，

图版说明

1—2. 东方光面小球藻 *leiominuscula orientalis* Sin et Liu; 3. 薄壁厚缘小球藻(亲近种) *Margominuscula* aff. *tennela* *Naum*; 4. 厚缘小球藻(未定种) *Margominuscula* sp; 5. 小光球藻 *Leiopsophosphaera minor* Schep; 6—8. 开放光球藻*Leiopsophosphaera apertus* Schep; 9—10. 古光球藻(亲近种) *Leiopsophosphaera* aff. *infriata* (Andr) Sin; 11. 小原始光球藻 *Protoleiosphaeridium pusillum* Sin; 12—14. 简单粗面球形藻 *Trachysphaeridium simplex* Sin; 15—19. 厚缘粗面球形藻 *Trachysphaera incrassatum* Sin; 20. 膜壁粗面球形藻 *Trachysphaeridium hyalinum* Sin et Liu; 21—22. 蓟县粗面球形藻(亲近种) *Trachysphaeridium* aff. *chihsienense* Liu et Sin; 23. 假网粗面球形藻(亲近种) *Trachysphaeridium* aff. *stipticum* Sin; 24. 薄壁巢面球形藻 *Orygmatosphaeridium exile* Sin; 25—27. 粘结连球藻 *Synsphaeridium conglutinatum* Tim; 28. 郝台达穴面球形藻 *Trematospheridium holtedahlii* Tim; 29. 小穴面球形藻 *Trematosphseridium minutum* Sin; 30—32. 厚带藻 *Taeniatum crassum* Sin et Liu; 33. 模糊多孔体 *Polyporata obsolita* Sin et Liu

说明：所有图形均放大800倍。

A MICROPALAEOFLORA OF LATE PRECAMBRIAN IN NORTHERN JIANGXI PROVINCE

Wang Ziqiang

Abstract

From 1981 to 1983, while studying the Late Proterozoic Xiushui Group in Xiu Shui, Bo Yang and Jing De Zhen in nouthern Jiangxi province, abundant micropalaeoflora fossils were found. This has provided a new evidence for the division and correlation of Pre-Sinian rock formations in nouthern Jiangxi and neighbouring areas.

The samples were collected from black-grey slates in the Guan-Yinge Formation of Xiushui Group and the Niuwu Formation of the Shangxi Group. There are totally 10 genera including 15 species and 3 similar species, mainly belonging to *Monosphaeritae* of *Sphaeromorphida*.

The characteristic associaties of the micropalaeoflora in this region resemble those in the Liulaobei Formation in northern Anhui; in the Xihe Group of Liaoning; in the Luoyukou Formation of western Henan

and in the Luotuoling Formation of Jixian, Tianjin. Common forms such as *Trachysphaeridium simplex* Sin, *T. incross ssatum* Sin, *T. hyalinum* Sin et Liu, *Orygmatosphaeridium* sp., *Leiopsophosphaera apertus* Schep. etc. are typical elements of the Qingbaikou System. Therefore, the age of the Xiushui Group and Shangxi Group is probably Qingbaikouan of Upper Proterozoic.

The micropalaeofloras in the region studied are less abundant than in other well-known regions, because they are found in blackgrey slates originated from turbidite, a kind of deep water sediments, thus comparatively unfavourable for preservation.

湘桂地区加里东基底构造及其与盖层构造关系的研究

郭　颖　　杨巍然

加里东运动在湘桂地区是一次重要的构造运动。这次运动形成了加里东基底的古构造格局，这种基底构造对加里东期后盖层的沉积特点、构造面貌、岩浆活动和成矿作用有着明显的影响。因而研究加里东基底构造的特征及其与盖层构造关系具有很现实的意义。

一、加里东基底构造的确定方法

加里东基底构造除部份出露地表外，多被其上的沉积盖层所掩盖（图1）。由于大量基底构造隐伏于盖层之下，因而仅对露头直接观察是无法满足研究要求的。故需要采用多种方法进行综合研究，并通过不同方法所得出的结论相互验证，相互补充、然后通过分析推断来确定古构造的存在，并归纳出它们的特点。

我们是从部分出露地表的加里东基底的地质构造入手（图2），配合晚古生代早期沉积特点和晚古生代构造层构造特征的研究（图3），岩体、岩脉展布规律的分析，宇航影象的判读和区域重力异常和航磁异常的研究，以及一些平面和剖面上构造特点的模拟实验验证等方法进行加里东古构造研究的。

（1）盖层的岩相古地理特征可间接确定基底古构造。盖层及岩相特征往往受继续活动的基底断裂的控制。

①湘中花桥、五峰铺一带中泥盆统棋梓桥组为瘤状灰岩和泥灰岩，上泥盆统佘田桥组为硅质灰岩和泥灰岩，内含竹节石、菊石等浮游生物化石，呈狭长的带状分布，属深水海槽沉积。其西侧则以灰岩为主，夹白云质灰云岩、白云岩，含大量层孔虫、珊瑚、腕足类化石，为浅水碳酸盐台地，二者为突变关系。花桥、五峰铺狭长的弧形深水海槽正是洪山殿—五峰铺断裂（F_7）和花桥—阳明山断裂（F_{29}）所造成的凹陷带。

②在浏阳—衡阳呈北东向展布的地区中泥盆统跳马涧组不整合在元古代冷家溪群之上，该地区缺失震旦系至志留系，表明在加里东末期是个遭剥蚀的隆起地区，我们称之为浏阳—衡阳断隆。其边界明显地受F_{11}、F_{15}、F_{20}三条断裂控制。（图1之Ⅰ区，图3之剖面①）此隆起周围皆较低，故浏阳—衡阳断裂东、西、南三面之跳马涧组地层均不整合在震旦系至奥陶系之上。

③某些礁群的边界和展布方向明显地受断裂控制。如湖南城步铺头中泥盆世的层孔虫生物礁发育在北东向冷水江—城步—龙胜断裂（F_3）东侧。其边界和展布方向均受F_3断裂控制[1)]。

1)曾允孚、唐德章，湖南省城步县铺头中泥盆世生物礁及层状黄铁矿。

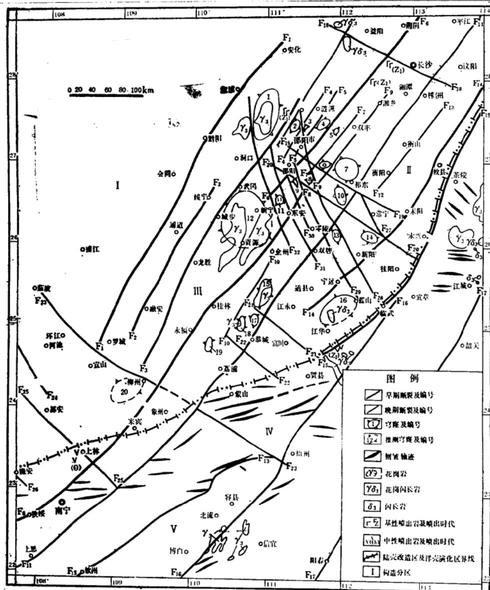


图1　湘桂地区加里东期古构造图

北东向断裂　F_1.溆浦—四堡断裂　F_2.绥宁—融安断裂　F_3.冷水江—龙胜断裂　F_4.金竹山断裂　F_5.涟源—黄亭市断裂　F_6.湘阴—新宁断裂　F_7.洪山殿—五峰铺断裂　F_8.东安—永福断裂　F_9.佘田桥—太平铺断裂　F_{10}.全洲—阳朔断裂　F_{11}.株洲—金秀断裂　F_{12}.醴陵—衡阳断裂　F_{13}.灵山—钦州断裂　F_{14}.萍乡—宁远断裂　F_{15}.攸县—临武断裂　F_{16}.宜章—岑溪断裂　F_{17}.韶关—阳春断裂

北西向断裂　F_{18}.桃江—长沙断裂　F_{19}.岩口铺—耒阳断裂　F_{20}.石下江—郴县断裂　F_{21}.栗木—大宁断裂　F_{22}.平乐断裂　F_{23}.荔波—苍梧断裂　F_{24}.南丹—都安断裂　F_{25}.宾阳—马山断裂　F_{26}.隆安断裂

北北西向断裂　F_{27}.大义山断裂　F_{28}.邵阳—临武断裂　F_{29}.花桥—阳明山断裂　F_{30}.牛头寨—零陵断裂　F_{31}.隆回—双牌断裂　F_{32}.莽家—邓家铺断裂

穹窿　1.望云山穹窿　2.大崃山穹窿　3.金竹山穹窿　4.龙山穹窿　5.猪婆大山穹窿　6.清水塘穹窿　7.关帝庙穹窿　8.四明山穹窿　9.牛头寨穹窿　10.熊罴岭穹窿　11.紫云山穹窿　12.苗儿山—越城岭穹窿　13.阳明山穹窿　14.塔山穹窿　15.海洋山穹窿　16.九嶷山穹窿　17.栗木穹窿　18.新寨穹窿　19.架桥岭穹窿　20.柳卅穹窿

构造分区　Ⅰ.武陵断斜　Ⅱ.浏阳—衡阳断隆　Ⅲ.湘桂断拗　Ⅳ.加里东褶皱带　Ⅴ.加里东残留海槽

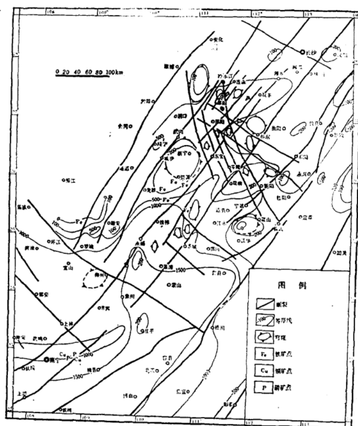


图2　湘桂地区震旦系下统等厚度图及沉积剖面图

上图：1.断层及编号　2.等厚线　3.基性喷出岩　4.中性喷出岩　5.铁矿点　6.锰矿点
下图：1.南沱组　2.莲沱组　3.富禄组　4.江口组　5.板溪群　6.梵净山群　7.冰碛岩　8.板岩、粉砂质板岩　9.凝灰质含砾板岩　10.含锰白云岩　11.含赤铁矿或磁铁矿层　12.粉砂质板岩、千枚岩　13.砂质板岩、千枚岩、片岩夹长石砂岩　14.含砾板岩　15.硅质岩　16.海底火山喷发熔岩　17.断层及编号　18.磷矿点

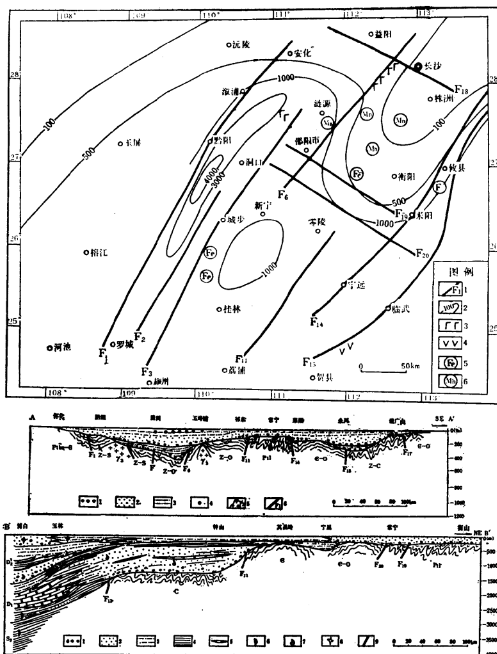


图3 湘桂地区D_1—D_2^1等厚度图及沉积剖面图

中图：1.含鲕粒赤铁矿层 2.石英砂岩 3.粉砂岩及细砂岩 4.砾岩 5.加里东期花岗岩 6.断层
下图：1.砂砾岩 2.石英砂岩 3.粉砂岩及细砂岩 4.页岩 5.白云质灰岩及白云岩 6.笔石 7.动物化石 8.植物化石 9.断层

(2)盖层的变形特点和变形强度直接反映了基底的古构造，尤其是继承性活动的基底构造。故通过盖层变形特点和规律的研究可帮助我们确定古构造的存在及其特点。湘中地区上古生代构造层呈疏密波状构造带。疏波带与密波带及其内部构造形迹彼此平行、成为独立的构造单位。疏密波相间存在，构成独具特色的一个向西凸出的祁阳弧形构造。该弧形构造即是受基底北东向和北北西向断裂及加里东基底穹窿的控制而形成的。[1]

①密波带常呈狭长的紧闭褶皱甚至倒转褶皱，或为箱状褶皱陡翼，或为与褶皱带走向一致的断裂带。断裂带由密集的逆冲断层、断片和挤压破碎带构成。密波带下的基底即为北东向、北北西向两组加里东基底断裂，基底断裂的存在及其两盘断块的再次相对活动，是造成其上盖层强烈褶皱的重要条件。

②疏波带变形不强烈，是一些宽缓的短轴褶皱。这些褶皱横剖面形态常呈箱状，向斜和背斜沿长轴走向常交替出现。疏波带即位于基底断裂之间的条状断块之上，基底断块较上古生代盖层固结程度高，这些"硬块"保护了其上的盖层，使其变形简单[2]。

在湘桂其他地区也同样存在这种规律，故盖层强烈变形的构造带往往是其下基底存在断裂的一个重要标志。

(3)宇航影象是地球表面自然景观的综合反映。任何地质体和地质现象所造成的自然景观，在卫星象片上都会呈现出不同的色调、形状、结构等影象特征。由于卫星象片具有"透视"信息，因而能反映某些地下深部构造的特点。小比例尺卫星图象对大型深部隐伏构造的研究是一种新的有力手段。隐伏构造的色调异常干扰因素较多，常常与地面地质体造成的色调标志在空间上重叠，或相互干扰，因而使隐伏构造边界模糊，难于识别。但线性构造的标志常较地层、岩性、褶皱等标志更突出，相对较易于解释。也可做为部分古老隐伏断裂直接或间接的解释标志[3]。

①桃江—长沙北西向断裂有相当一部分被第四系松散堆积物掩盖。在MSS 7卫星象片上可观察到一条呈北西向展布的暗色色带。东段为数条较细的暗色线性构造，西段较东段更清晰粗大。这条北西向的异常与重力及航磁异常所显示的位置一致。揭示了桃江—长沙断裂的存在。

②在广泛发育沉积岩盖层的地区，展布着较暗的色调异常和地表构造形态有规律的变化带，常是隐伏断裂存在的标志。邵阳、东安、零陵地区在地表构造较简单的块体之间，一系列暗色线纹所显示的地表强烈褶皱带，说明其下之基底存在断裂。

③盖层发育区较宽的暗色色带和平行排列的暗色线纹常是隐伏的基底断裂的反映。如郴县—临武断裂即在暗色色带上断续发育很多平行排列的暗色细线纹。

④隐伏岩体、隐伏地块常呈环带状或团块状色调异常。隆回县邓家铺地区即可能存在一个近南北向椭圆形隐伏岩体，大崃山等穹窿亦均为色调异常的团块。

(4)区域重磁场是地壳上部和深部各种地质因素所引起的重磁变化[4]。重磁场特点可揭示地表地质调查方法不易获得的丰富的深部地质构造信息。大型重力梯度带和反映区域性的磁场差异，常常是切割深度较大的断裂构造的显示。一系列断续分布的线状排列的狭长的局部异常或串珠状排列的异常，以及断续排列的异常带都是断裂构造的反映。

安化—溆浦—黔阳—四堡一带即为一个北东—北北东向的大型重力梯度带，该梯度带与安化—四堡断裂位置相当。安化—溆浦一带是稳定的正磁场高背景区，异常规模大，磁场内部平静稳定，在20—30纳特之间，具深源异常特征，航磁异常带与卫星影象解释，不整合类

型及岩相、沉积厚度变化等方面资料所反映的断裂带位置相吻合。

(5)深断裂的活动一方面会改变地下深部温度和压力的状态,促使岩浆的形成，另一方面又成为岩浆及热液运移的通道和停积场所。我们可根据呈带状出露地表的岩体和用航磁异常或据卫星象片解译出的岩体及呈线状排列的岩脉来判定基底断裂的存在。如沿桃江—龙胜北东向断裂带发育多个四堡期基性,超基性小岩体,断裂带两侧还展布望云山、白马山、苗儿山等加里东期侵入岩体及大嵊山等隐伏岩体。说明桃江—龙胜断裂是一条自四堡期即有活动的深断裂。株洲—金秀—黎塘断裂之灌阳—金秀段,断裂两侧发育海洋山,新寨、金秀等多个加里东期岩体。这些呈带状排列的岩体提供了断裂存在的又一证据。

二、加里东基底构造的基本格局

湘桂地区处于扬子地台与华南地槽的过渡带上[5]，具有独特的构造面貌。以攸县—临武—金秀—大明山北麓为界，将其分为北部陆壳改造区和南部洋壳演化区两个构造面貌迥然不同的地区。

（一） 北部陆壳改造区

陆壳改造区以极其发育的北东向、北西向、北北西向三组断裂为特征。其中部分北东向断裂是继承性长期活动的断裂，在加里东期具同沉积断裂的特征，这组断裂在加里东构造层形成和形变历史上起着重要的作用。

1. 断裂

(1)北东向断裂

①溆浦—四堡断裂(F_1)

自湖南安化以北，经溆浦、洪江向南西延伸,由靖县东侧向南延至广西四堡,沿断裂发育很多晋宁期的小型基性,超基性岩体,断裂对震旦纪早期的沉积岩相、厚度就有影响，是一条加里东期继续活动的同沉积断裂。其西侧属武陵断斜(Ⅰ)、东侧为湘桂断坳(Ⅱ)(图1)。

断裂两侧的构造、沉积和岩浆的活动都有明显的差异。西侧无花岗岩出露、震旦系地层与板溪群呈角度不整合接触，震旦系下部以泥质岩为主，无"江口式"铁矿沉积。东侧却发育大量的加里东期花岗岩侵入体。震旦系下部是1500—4000米厚的冰水浅海碎屑岩，为"江口式"铁矿的主要沉积区。东侧与冷水江—龙胜断裂之间自震旦纪早期始至寒武纪、奥陶纪均为一狭长的沉降带。(图2及剖面)寒武系为复理石建造，厚达2,650米。生物稀少。湘中地区的志留系地层仅分布在这个地区。

在MSS7卫星象片上呈北东向舒缓波状，断续延伸的暗色色带。色带中线性形迹密集，成带性明显。沿断裂带是一个大型重力梯度带，航磁呈强的正、负异常带，稳定正磁场的规模大，磁场内部平静稳定，显示深源异常特点。

这条断裂在加里东期后仍有活动，对区域地质发展是一条有重要意义的断裂。

②冷水江—龙胜断裂(F_3)

北起湖南桃江，径锡矿山、冷水江、隆回、武岗、城步，入广西经龙胜至柳城南东。断裂两侧与F_1断裂间为自震旦纪早期始的沉降带。断裂北段西侧望云山东北麓之云溪、高桥一带，震旦纪早期有基性火山喷发活动。在江口组下段有一层粗玄岩和三层玄武质角砾岩。西侧与F_1断裂间的沉降带中江口组地层广泛发育凝灰质砂岩、凝灰岩、含砾凝灰岩等与火山

喷发活动有关的沉积岩。

加里东末期断裂西侧相对抬升，早泥盆世为古陆，且北高南低，泥盆纪沉积自南而北超覆。断裂东侧相对下降为断坳，桃江花岗闪长岩(3.96亿年)、白马山花岗岩体、苗儿山花岗岩体(4.04亿年)侵入于断裂两侧穹窿构造的核部。

该断裂卫片影象清晰、显示为连续的线状构造组成的暗色色带，北段宽而密集，较南段更加清晰明显。航磁异常亦极明显。

③湘阴—新宁断裂(F_6)

北起湘阴附近，向南经娄底、邵阳、到新宁北东。自震旦纪早期始断裂西侧即较东侧沉降幅度大。断裂北段有火山喷发活动，在长沙麻田和湘乡雷祖殿的南沱冰碛层之上、陡山坨组之下发育数米至数十米厚的苦橄玻基玄武岩。震旦纪早期沉积等厚线方向与本断裂大致平行，西侧的中、上寒武统为厚1000—1250米的页岩夹灰岩，东侧之灰岩、泥灰岩仅厚250—500米。这条断裂卫片影象和重磁反映都很明显。

④攸县—临武断裂(F_{15})

自萍乡向南西经攸县、郴县、临武至广西东北部的姑婆山。这条断裂较上述断裂规模更宏伟，向北东经江西宜春，向东可延至浙江江山、绍兴。是一条对湘桂地区地质历史演化有重要意义的断裂。以本断裂为界将湘桂地区划分为北部陆壳改造区与南部洋壳演化区两个构造单元。

断裂带两侧有着截然不同的构造面貌。东侧为由震旦系至志留系组成的紧密线状褶皱构成的加里东褶皱带(Ⅳ)(图1Ⅳ区)，零陵一带呈北北西向，永兴—宜章段为近东西向。西侧则无上古生界出露、上古生界不整合在冷家溪群之上。南段湘、桂、粤交界处之鹰扬关地区震旦系发育一套以中性火山岩为主的细碧角斑岩，这套海底喷发岩厚321米。湖南桂东县一带发育一些小型加里东期花岗闪长岩和闪长岩体。万洋山、雷公庙花岗岩体则系伴随加里东地槽回返而产生的混合花岗岩。

这条断裂重磁异常反映明显，卫片影象呈清晰的明暗相间的色调差异和线状构造。

加里东造山期产生的断裂较前述之长期活动的断裂规模小，对早古生代沉积没有明显的影响，但对不整合覆于其上的晚古代的沉积和构造均有明显的控制作用。如湘中地区金竹山断裂(F_4)、黄亭市断裂(F_8)、洪山殿—五峰铺断裂(F_7)、佘田桥—太平铺断裂(F_9)等。这些加里东期断裂控制了晚古生代湘中地区的古地貌，中晚泥盆世的沉积清楚地反映了这个特点。以上四条断裂均与湘中弧形构造的密波位置相当。断裂带所造成的狭长的台间海槽在棋梓桥和佘田桥期为泥灰岩和硅质岩相沉积。上古生界地层呈北东向的断褶带。发育紧密褶皱、并伴随走向逆冲断层和强烈压扁、揉皱的断片。逆冲断层在剖面上组合为叠瓦状构造。

这类断裂的区域重力异常不明显。航磁呈北东向带状异常。卫片影象在暗色色带上显示出细微的线状构造。

(2)北西向断裂

北西向断裂数量较少，规模亦较北东向断裂小，但对湘桂地区的构造发展却有很大影响。北西向断裂所造成的断块呈台阶状自北而南逐阶降低。

①桃江—长沙断裂(F_{18})

该断裂对江口期沉积有明显的影响。自断裂北侧向北逐渐变为剥蚀区，南侧则沉积厚度逐渐增大。至中，上泥盆统地层厚度仍是南侧较北侧大。西段桃江一带断裂两侧有花岗闪长

岩($\gamma\delta_3$)侵入，并有隐伏岩体存在。卫片影象为断续的色带，西段较东段更清晰。重磁反映为明显的重力梯度带，航磁为北西向呈串珠状排列的局部负异常。

②石下江—郴县断裂(F_{20})

断裂中段(白仓—大义山段)对江口期沉积有明显的控制作用。1000米之沉积等厚线在该段受本断裂控制转为北西向(图2)，至加里东晚期断裂向两端延伸，北侧相对南侧上升则更为显著、形成台阶状。它与北东向的株洲—金秀断裂(F_{11})和萍乡—宁远断裂(F_{14})的北段所围限的断块即浏阳—衡阳断隆(加里东期水下隆起)，加里东期后上升遭剥蚀，致使断隆区中泥盆统地层直接不整合在冷家溪群之上。

③栗木—大宁断裂(F_{21})

栗木—大宁断裂亦因北侧抬升，南侧相对下降而造成台阶状。对早、中泥盆世沉积厚度有明显的控制作用。断裂南侧早、中泥盆世厚度骤增至1000—1500米，1000米沉积等厚线大致平行断裂。

北西向断裂在加里东期后使湘桂地区具北高南低台阶状的古地貌、自南而北控制了泥盆纪海侵方向。早泥盆世沉积范围最北到F_{21}断层南侧湘南之新田一带，湘中地区最早的泥盆纪沉积是跳马涧期。(图3剖面2)

(3)北北西向断裂

这组断裂出现较晚，是加里东造山期产生的。包括大义山断裂(F_{27})、邵阳—临武断裂(F_{28})、花桥—阳明山断裂(F_{29})。牛头寨—零陵断裂(F_{30})、隆回—双牌断裂(F_{31})和奉家—邓家铺断裂(F_{32})、它们与加里东造山期产生的北东向断裂(F_4、F_5、F_7、F_9等)构造特点相似，卫片影象和航磁异常相近。唯其对泥盆纪岩相的控制除F_{29}外，均不甚明显。仅以隆回—双牌断裂(F_{31})为例予以说明：

该断裂带对晚古生代盖层的构造控制极明显，断裂带上之盖层呈狭长的北北西向紧密线状褶皱，并伴有走向断层。其与F_{30}、F_{32}之间的地区则为宽缓的褶皱，极少见到断层。卫片影象为清晰的北北西向色带，断裂两侧航磁异常特征不同。重力异常不明显。

2．穹窿构造

本区发育众多加里东穹窿构造。这些穹窿构造对后期的构造发展起着重要作用。它们的形成与断裂和岩浆侵入活动有直接关系。

有些穹窿核部出露加里东期岩体、多数由震旦系或寒武系构成。翼部为奥陶系，为板岩及轻微变质的碎屑岩。穹窿构造常为重力负异常和航磁正异常。重磁异常的重叠往往是由于花岗岩体的密度较围岩低、具磁性并常伴有围岩蚀变所致。白马山穹窿、苗儿山、越城岭穹窿等核部不仅有加里东期花岗岩侵入，且有多期岩浆侵入活动。其他具有相同重磁异常特征的穹窿构造可能亦与隐伏的多期侵入的复合岩体有关。上述的三组断裂的交叉，将湘桂地区加里东构造层分割成很多断块、断裂活动使有些断块上隆，加之岩体向上侵入，垂向上拱，横弯褶皱作用使众多的断块发育成穹窿构造。

这些穹窿构造在加里东期后多是水下隆起，接受了早中泥盆世的沉积，唯其昌岭穹窿为余田桥组地层与其昌岭花岗闪长岩体呈沉积接触，早中泥盆世此穹窿为一孤立小岛。

断裂和穹窿对加里东期后的区域构造起着控制作用，湘中"祁阳弧"即是在加里东期北东向与北北西向两组断裂及湘中南北两列东西向串珠状排列的穹窿构造控制下形成的向西凸出的弧形构造。

广西山字型构造的内弧亦是在北西向荔波—苍梧断裂(F_{23})和北东向东安—永福断裂(F_8)的控制下形成的弧形构造。在宜山—柳州间弧形构造向北凸出，可能系因柳州以南有一宽缓的隐伏穹窿构造，对向南滑动的晚古生代盖层起着砥柱作用。

(二)南部洋壳演化区

1．褶皱

南部地区有着与北部陆壳改造区截然不同的面貌[6]。加里东构造为平行排列、规模较大的紧密线状褶皱组成的褶皱带。自西大明山至贺县褶皱展布方向主要为东西向，向东北渐转为北东和北北东向。多由寒武系轻微区域变质的碎屑岩和板岩组成方向性明显的紧密复式线状褶皱，岩层倾角较陡，多在50°—80°间，甚至直立倒转。褶皱枢纽起伏并略有弯曲、个别分叉。次级褶皱及劈理均很发育。背斜和向斜发育程度相当，轴迹相互平行、方向稳定、褶皱带还伴有一些走向逆冲断层。东大明山之下奥陶统底部砾岩和砂岩中有层状火山角砾岩、角斑岩等，厚20—80米。桂平、平南以东的奥陶系笔石页岩和复理石建造亦构成北东东和北东向紧密线状褶皱。郴县以东地区则由震旦系组成北西西向褶皱、酃县一带为北西向紧密线状褶皱。

2．断裂

区域性断裂发育程度较北区差，主要亦为北东向断裂、次为北西向断裂。北东向断裂对本区的构造发展、沉积特点、和岩浆活动起着明显的控制作用[7]。

(1)灵山—钦州断裂(F_{13})

自藤县西北向南经灵山至钦州南西，是一条控制沉积和区域构造变动的重要断裂。断裂西侧是加里东褶皱带(Ⅳ)，东侧志留系在加里东晚期未发生褶皱，晚志留世与早泥盆世是连续沉积，为笔石页岩相，两者呈整合接触。本断裂是加里东残留海的西界。(图1之Ⅴ区)

(2)宜章—岑溪断裂(F_{16})：

这条断裂在加里东晚期向北可能延伸至郴县与攸县—临武断裂(F_{15})相连。苍梧以南断裂西侧晚志留纪和早泥盆纪间连续沉积，与F_{13}间是加里东残留海(Ⅴ)，F_{16}系残留海槽之东界(图1)。断裂东侧系加里东褶皱带，下古生界均为深变质的区域变质岩，如黑云母片岩、石英片岩及黑云斜长片麻岩，且遭混合岩化作用。岑溪县大平下志留统浅变质岩中发育80米厚层状火山角砾岩、角斑岩夹细碧岩。天堂山复式背斜即是这套区域变质岩构成的北东向紧密线状褶皱。云开大山地区伴随地槽回返而多处出现混合花岗岩。

(3)荔波—苍梧断裂(F_{23})

该断裂荔波—柳州段可能发育较早，加里东晚期向南东延伸至苍梧，东段构成钦防加里东残留海槽的北界。本断裂控制了早泥盆世沉积。断裂以南是下泥盆统钦州组笔石页岩及竹节石泥质灰岩，断裂北侧为莲花山组滨海碎屑岩，与其下寒武纪地层呈角度不整合接触。

由上可知，在湘桂地区构造演化中，断裂起着主导作用。总结这些断裂演化，具有下列特征：

①断裂活动的长期性。有些断裂前震旦纪就已存在，大多数断裂在加里东阶段属同沉积断裂，还有些是加里东造山期形成的断裂。所有断裂在晚古生代或更晚的时期，都或多或少有所显示，但它们的活动又具阶段性，某个时期强烈，另一时期不甚明显，甚至一条断裂的不同段可分属不同时期，最后才连贯成一条很大的断裂带。

②断裂性质的多变性。一条断裂的性质，随时间的推移而发生变化。如花桥—阳明山断裂加里东造山期形成时可能为一扭性断裂；晚古生代断裂继承发展、显示张性特征，并控制了泥盆纪沉积岩相和厚度变化；印支运动断裂强烈活动压性特征明显；燕山期再次活动，显压扭（逆扭）性质。因此，在阐明某一断层性质时，一定要赋予时代概念。

③断裂组合成断块构造。不同方向的断裂，可联合或复合，将地壳切割成不同级别的菱形或其他形态的块体，周边断裂及其围限的块体称断块构造。一旦断块形成，它便作为一个整体作垂向或水平运动——断块运动。基底构造对盖层沉积和构造的控制，往往是通过断块构造和断块运动来实现的。

三、加里东基底构造与盖层构造的关系

加里东基底构造研究，不仅有助阐明加里东阶段的地质与成矿特征，而且可以了解基底构造在后期地质演化中的作用，从而探讨基底和盖层的构造关系。湘桂地区的实际情况表明：一方面基底构造控制了盖层的发展，具继承性；另一方面盖层往往有本身固有特征，而不全受基底的制约，显示新生性。

基底构造对盖层的控制通过三种方式来实现。（1）基底构造以被动方式控制盖层构造，一些穹窿或块体，由于固结程度高，在盖层构造演化时，起砥柱作用，使块体顶部的盖层形变简单、块体边界盖层形变强烈，因而穹窿和块体组合的特征影响了盖层构造格局。如湘中的穹窿块体的分布控制了具疏密波特点的祁阳弧形构造、柳州隐伏穹窿的存在对广西弧内弧起了砥柱作用，使宜山—柳州段向北凸出。（2）基底构造格局决定了盖层阶段古地形、古地貌特征，从而控制了岩相厚度的分布，如华南泥盆纪台地和台间槽地相间分布以及灰岩相与泥岩相的截然变化，就和加里东基底构造格局密切相关。而不同岩性、岩相和厚度组合在盖层形变时具有不同特征，特别是岩性、岩相和厚度的突变处，应力集中，经常发生断裂和复杂形变。（3）基底构造重新活动直接影响盖层构造。很多基底构造在盖层阶段重新活动，特别是构造块体的再活动，能主动地、直接地对盖层形变产生影响。当然，上述三种方式不是孤立的，往往同时存在，共同发挥作用。

盖层的新生性集中表现在基底与盖层之间不连续界面的存在，这个界面愈清晰则新生性愈明显。沿此界面往往可产生滑脱，使盖层构造更为复杂。

基底与盖层关系也反映了不同构造层次的关系，因而对它的研究具有更为广泛的意义。

加里东基底构造除直接控制加里东期某些沉积矿床，如江口式铁矿、湘潭式锰矿、震旦纪和早寒武世的磷矿及含多元素石煤等外，同时还间接影响后期某些层控矿床的形成，如层控汞、锑矿、层控铅、锌、硫矿等。

参考文献

〔1〕 武汉地质学院湖南科研队，1981，湘中地区深层构造与浅层构造关系的探讨，地球科学—武汉地质学院学报，2期。

〔2〕 杨巍然、郭颖、张旺生，1981，湘中地区四明山穹窿构造特征及其形成机制，地球科学—武汉地质学院学报，1期。

〔3〕 北京大学地理系地貌专业遥感研究组，1978，地球资源卫星象片的地质解释，地质出版社。

〔4〕 陈胜早，1983，中国东南部及其毗邻地区海域的深部特征，南京大学学报，3期。

〔5〕 任纪舜、姜春发等，1980，中国大地构造及其演化，国际交流地质论文集〔1〕，地质出版社。
〔6〕 李志才，1982，广西加里东运动的特征及其对区域地质区域成矿的重要意义，中国区域地质，第一期。
〔7〕 刘以宣，1981，华南沿海区域断裂构造分析，地震出版社。

A STUDY OF THE RELATIONSHIP BETWEEN CALEDONIAN TECTONICS OF THE BASEMENT AND ITS SEDIMENTARY COVER IN HUNAN GUANGXI AREA

Guo Ying Yang weiran

Abstract

Except part of the Caledonian basement exposed on the surface, the majority of it is covered, therefore it is difficult to know the entire figure of the basement tectonics just by outcrop studies. Different methods are used to make sure of the existence of basement tectonics, they are:the study of facies and paleogeography of its sedimentary cover; the analyses of deformation feature and its intensity of the sedimentary cover; the interpretation of space images; the interpretation of regional gravimetric and magnetic data; the study of zonal intrusions and linear dyke swams etc. The results of these studies have drawn some appropriate conclusions which have finally been testified by simulation experiments in the lab.

The Caledonian basement tectonic in Hunan-Guangxi area is characterized by the development of NE-NW and NNW-trended faults and a number of dome-structures. These faults are characterized by long-term activity, changeability and combination of faults into fault blocks. The dome structures are vending folds caused by fault uprises and the upward intruding of magma. The relationships of Caledonian tectonics between basement and its sedimentary cover are both of inheritance and of reconstruction. The inheritance is indicated by the control of superficial tectonics by that of the basement in three ways: 1) basement tectonics act as a nuclear column in the evolution of superficial tectonics, i. e. passively effecting the tectonics of sedimentary cover; 2)the structural framework of the basement controls the distribution of facies and thickness of the sedimentary cover, which in turn indirectly controls the deformation feature of the sedimentary cover; 3)the rejuvenation of the basement tectonics directly affects superficial tectonics. The reconstruction of the tectonics is focused at the surface of discontinuity between the basement and the cover. Decollments often occurred along this surface, consequently different patterns of deformation formed in the upper and lower structural layers. The more distinct is this surface, the more prominant is the appearance of reconstruction.

运用趋势面分析探讨桂湘地区加里东古构造特征

罗新民　杨巍然　董月华

本文涉及区包括湘中、湘南和桂北等地，习惯上属华南加里东褶皱带，我们现在称之为江南陆壳改造区，是晋宁期基底重新遭受加里东运动强烈改造的地区。尽管认识不同，却都强调加里东运动的重要性。正由于是陆壳改造区，故加里东运动造成的古构造面貌有其特殊性而不同于一般的地槽褶皱带。研究加里东运动所造成的构造面貌，一方面从加里东构造层本身形变特点进行直接分析；另一方面由于基底构造对盖层发育有明显的控制作用，故可通过晚古生代盖层岩相古地理分析，进行间接推断，本文试图用后一种方法来探讨加里东基底构造的基本面貌。在分析晚古生代岩相古地理时，我们又选择了煤系和煤层进行趋势分析，从一个侧面提供这方面的信息，以加深对加里东古构造及其对盖层控制的认识，从而有利于分析盖层沉积矿产分布规律。

趋势面分析是应用多元回归分析原理，研究一个变量与其它变量之间定性与定量关系的数理统计方法，趋势面具有将一个地质变量分解为趋势（区域性）变化分量与剩余变化分量的作用。在分析构造时，常用趋势面反映区域构造基本面貌，而用实际观察值与趋势值之差（即偏差值）来反映趋势变化基础上的局部构造的影响。这样，可以滤除一些随机变化的干扰，区分出区域构造和局部构造，突出其主要构造的作用。

一、加里东古构造格局及其对盖层的控制

在分析加里东古构造基本格局时，主要从盖层中选择岩相稳定又有经济意义的地层进行厚度趋势面分析。因为岩层厚度是其形成时沉积盆地基底沉降与沉积补偿的物质反映，基本代表下降幅度，厚度的规律性变化则反映了沉积时隆起坳陷的基本状态，而沉积时的隆起和坳陷又受基底构造的控制。

首先我们对湘中蔡桥—丰田下石炭统测水组煤系地层厚度进行趋势分析，在112平方公里范围内根据81个钻孔资料作出的四次趋势面图（拟合系数为40.1%），厚度最大的杨梅山地区等厚线为一近似菱形的封闭形态，表明这里是一相对坳陷，它的西北和东南分别为近似菱形的相对隆起；杨梅山坳陷往东北扬起，越过福林冲鞍部，又出现一个新的坳陷(图1-a)，这样的图面结构，与北东—南西向隆起坳陷和北西—南东向隆起坳陷相互迭加的效应完全相似。由此推论，本区沉积主要是北东—南西向和北西—南东向两组隆起坳陷同时作用、相互迭加的结果。也就是说北东—南西向和北西—南东向两组构造的组合是本区区域构造基本特征。本区测水组厚度四次偏差图则为东西向展布的正、负剩余带：丰田—稠山铺为负剩余带，其南、北皆为正剩余带，更南又有一个负剩余带（图1-b）。负剩余带为区域背景之上

的沉积厚度变薄带，在构造上代表区域构造背景上的次一级东西向隆起；而正剩余带，则为区域背景上的沉积增厚带，在构造上代表次一级的东西向坳陷带。即本区局部构造为东西向。

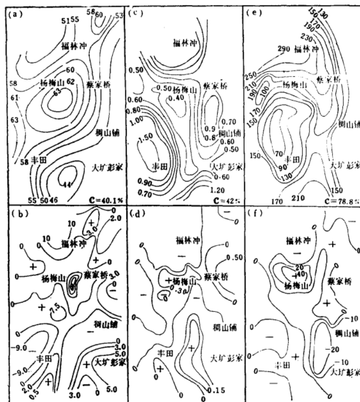


图1 蔡桥地区C_1d^2煤系底板高程、煤系厚度、煤层厚度趋势面和偏差图

a-煤系厚度四次趋势面 b-煤系厚度四次偏差图 c-煤层厚度五次趋势面 d-煤层厚度五次偏差图 e-底板高程四次趋势面 f-底板高程四次偏差图 (图框范围：26°51′—26°59′，111°1′—111°7′)

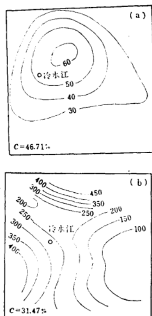


图2 湘中C_1d^2煤系下段厚度三次趋势面(a)及顶面构造等高线四次趋势面(b)图

(据张五侪等)

从蔡桥—丰田煤田的趋势面分析中所得到的认识，不是局部的，带有一定普遍性。张五侪等对湘中大区域（杨家滩以西一万平方公里，七十三个点；以东六千平方公里，六十二个点）的测水煤系下段、上段及煤系总厚度的趋势分析所得的二次和三次趋势面图均显示近东西向短轴向斜[1]（图2-a），仔细分析此短轴向斜，实际上也是北东—南西和北西—南东向两组构造复合的产物。

在桂中我们对晚二叠世早期合山组煤系厚度进行的趋势分析得到了相似的结论。在三万平方公里范围内，根据98个观测点作出的四次趋势面总体为一北西向的向斜式曲面。其北西段百旺、北牙等地向北北西倾伏；其南东段五山东南为次级向斜式曲面；二者之间横亘着北东方向的来宾背斜式曲面。（图3-a）反映区域构造为北西—南东向和北东—南西向两组构造的叠加。其四次偏差图东西向延伸的正、负剩余带更为清楚（图3-b），从北向南依次为宜山正剩余带；百旺正剩余带；龙湾、果遂正剩余带；迁江正剩余带；邹圩、陶邓正剩余带；

它们之间为负剩余带。显示了东西向局部构造的影响。韩金炎对广西全省的合山组含煤建造厚度趋势分析的资料进一步证明了上述认识的普遍意义[2]，其四次趋势面为一近菱形的穹窿式曲面，棒信、南圩、新和一带为该曲面顶部，是沉积最薄或隆起最高地带（图4-a）。菱形轮廓显然受北东—南西向和北西—南东向两组构造制约。其四次偏差图也出现两个明显的东西展布的负异常带（图4-b），即棒信—南圩—新和以及新宾—三拱—那齐负剩余带（其间为南北向里建—山圩狭窄正剩余带）和水安坝—杭东负剩余带。它们之间为三个大致东西展布的正剩余带。表明了东西向局部构造的存在。

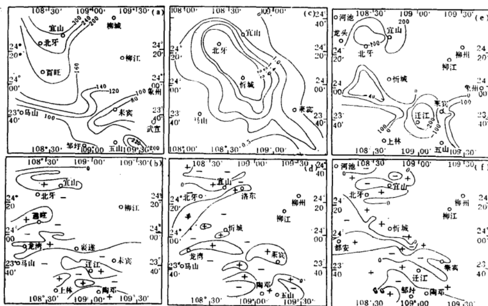


图3　桂中地区P_2合山组煤系厚度、煤层总厚度、底板高程趋势面和偏差图

3-a．煤系厚度四次趋势面（$NC=0.6312$）　3-b．煤系厚度四次偏差图
3-c．煤层总厚度四次趋势面（$NC=0.6312$）　3-d．煤层总厚度四次偏差图
3-e．底板高程四次趋势面（$NC=0.6312$）　3-f．底板高程四次偏差图

湖南、广西的情况说明，无论是测水含煤建造还是合山含煤建造的形成，都以北西和北东向的构造因素起主导作用，纬向构造的影响也很明显。这种构造格局一直控制整个晚古生代的沉积，只不过由于边界条件的不同，某一地区或某一时期以一种方向为主导而已，而上述复合叠加关系或多或少都有所显示。邹远跃对湘南晚古生代沉积所作的趋势分析正好说明了这种情况[1)]：跳马涧组—佘田桥组（D_2t—D_3s）时南部较大幅度的二、三次趋势面反映了北西向的坳隆是控制湘东南区沉积的主要构造，中部的东西向、北部的北东向构造次之；测水组时，高拟合度的四次趋势面反映了当时以北东向构造为主要控制因素，在北东向、东西向与南北向构造复合部位，次级坳隆与测水岩相带一一对应，并控制了富煤带的分布；龙潭组时，一次趋势面代表了北东向明显的区域性沉降，四次趋势面为南北向构造，此南北向可

1）邹远跃，1984，浅谈湘南攸（县）临（武）古断裂《湖南煤田地质与勘探》，1期。

能是北东向与北西向联合与复合的表现，有意思的是其偏差反映局部东西向构造，对龙潭组含煤性起着控制作用。

图4 广西P_2合山煤系厚度、煤层总厚度趋势面与偏差值图（据韩金炎）

4-a．煤系厚度四次趋势面 4-b．煤系厚度四次偏差图

4-c．煤层总厚度四次趋势面 4-d．煤层总厚度四次偏差图

湘桂地区的这种构造格局不仅限于地壳上部，而且扩展至地壳的深部。湖南省物探队秦葆瑚同志对湖南省重力布格异常进行趋势面分析，当把地面异常经过五次调和趋势分析处理、滤除较小的次级异常后，围绕湘中地区出现了内弯呈一向南西开口的正异常，这马蹄形的正异常，正好是北东向和北西向两组构造的组合（图5）。而其多项式趋势分析（六次）偏差图除仍略有北东向与北西向异常显示外，东西向异常占有显著地位（图6）[1]。

湘桂地区晚古生代沉积时所显示的北东向和北西向构造为主导、东西向构造占有一席地位的构造格局是怎样形成的呢？我们认为它正好是加里东运动的结果。根据更大范围已掌握的加里东古构造力学性质，分布规律和组合特点分析，得知本区加里东运动时应力方向为南北向的挤压。由于本区是陆壳改造区，下面有已经固结的晋宁期基底，故地壳刚性较强，在南北向挤压下，虽然可产生东西向褶皱（隆起和坳陷），但幅度较小，相反北东向和北西向一对共轭剪切断裂非常发育，两组断裂把地壳切割成一些菱形或其它形状的块体。到晚古生代时，这些块体继续活动，形成北东向和北西向断块隆起和断块坳陷。这样，东西向的隆起坳陷，北东向和北西向的断隆和断坳都同时对晚古生代沉积产生影响，但由于断裂切割影响的深度更大，故北东向和北西向的断隆和断坳比东西向隆起和坳陷规模也就更大。因而组成区域构造基本格架，而东西向构造则成为局部构造，但也占有一定地位。

另外，我们将上述对加里东古构造格局和形成机制的认识，做了模拟实验：在南北向挤压下，形成了东西向的隆起和坳陷，上叠有北东向和北西向两组剪切断裂，当实验继续进

1）秦葆瑚，1980，湖南省区域重磁异常与深部地质、区域地质及区域矿产的关系，《湖南区域构造及其与成矿关系学术讨论会文件》。

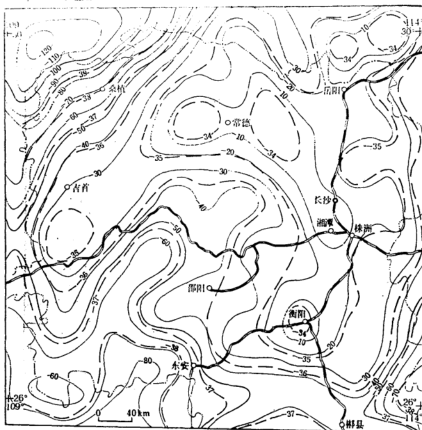


图5　湖南省重力布格异常调和趋势分析（5阶）趋势值图及换算的莫霍面等深度图（据秦葆瑚）
（实线为重力等值线，单位为毫伽，虚线为等深度线，单位为公里）

行，相邻断裂连接而成大断裂，并将试件切割成菱形块体，实验结果与实际情况比较符合（图7）。

二、加里东古构造与盖层形变关系

加里东古构造不仅控制盖层的形成，而且影响盖层的形变。盖层形变主要指印支以来的历次构造运动所形成的综合构造形态。由于多次构造运动的影响，盖层构造显得杂乱，故可通过盖层某界面高程进行趋势面分析，突出主体构造轮廓，并与厚度趋势面分析对比，这样就可找出古构造与盖层形变之间的关系。

蔡桥—丰田下石炭统测水组煤系底板高程四次趋势面（图1-e），仍然可见近似菱形的形态，如丰田向斜150高程等值线，但和煤系厚度趋势面对比（图1-a）菱形轮廓没有它正规，且背斜与向斜和隆起与坳陷之间没有明显的对应关系。其四次偏差图也和煤系厚度四次偏差图不同（图1-f及图1-b），东西向剩余带不明显，而北西向条带清楚，如丰田东、杨梅山西面的零值线是北西向延伸，其南西皆为正值，北东为负值，北东更远则出现杨梅山和稠山铺正值区，上述情况说明盖层形变时，古构造中的北东向和北西向断块隆起和坳陷仍起作用，

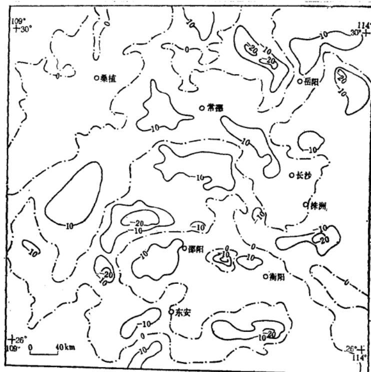


图6 湖南省重力布格异常多项式趋势分析（六阶）剩余值图（据秦葆瑚）
（剩余异常单位为毫伽）

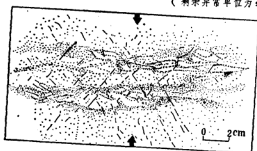


图7 湘桂地区基底构造模拟实验结果素描图
（根据郭颖所做实验结果素描）

而东西向隆起、坳陷的影响退居更为次要的地位。张五侪对湘中石磴子组顶面高程所做趋势面分析，同样肯定了北东向与北西向两组构造共同的影响，在四次趋势面中（图2-b），冷水江之西北为一北西向向斜；冷水江之东南等值线突然转向北东，好似两组构造叠加关系。

桂中合山组底板高程趋势面分析与湘中情况类似，其四次趋势面图上(图3-e）忻城西南为一清晰的受北西向和北东向两组构造控制的近似的菱形向斜，呈北西向延伸；与此类似的还有迁江向斜和北牙向斜，但略呈北东向延伸。与煤系厚度趋势面对比（图3-a），背斜、向斜与隆起、坳陷没有对应关系。煤系底板高程四次偏差图（图3-f）与湘中相似，北西向构造也有显示，如忻城西南的零值线呈北西延伸，其东北为正值，西南为负值，其与湘中不同的是东西向正、负剩余带仍然明显存在，

上述情况表明，湘桂地区盖层形变时，加里东古构造格局中的北东向和北西向断块隆起坳陷仍然起着重要的作用，而东西向的隆起坳陷退居更次要地位，但还有一定影响。背斜、向斜和隆起、坳陷缺乏对应关系，说明盖层构造除受基底古构造影响，还受本身因素所制约。也就是说本区盖层形变中，虽然受基底古构造的影响明显，存在构造继承性，但构造新生性也不能忽视。

三、加里东古构造与盖层沉积矿产的关系

加里东古构造格局不仅控制后期沉积，影响盖层形变，而且与盖层沉积矿产关系密切。本文仅对煤矿作一概略探讨。

蔡桥—丰田测水组煤层厚度趋势面明显显示东西向构造（图1-c），其东南面大塘彭家以南，北面杨梅山以北地区等值线均近东西延伸；中部情况比较复杂，但煤层最厚的丰田—稠山铺却呈近东西向分布，更有意义的是它与煤系厚度四次偏差图中丰田—稠山铺负剩余带相吻合（图1-b），说明煤层是受局部的东西向构造的控制。陈孔年在总结湘中下石炭统测水组成煤特征时，也取得共同的认识：东西构造对聚煤起主要控制作用。在实际工作中，对测水组煤层的评价，除重视煤层的发育程度外，更应重视岩相古地理分析，煤层常发育于复岩性多旋回的地区，而这种地区常出现在具东西构造的两侧，故应注意对这种构造的研究[3]。

广西合山组中煤层厚度四次趋势面呈现出较复杂的情况（图4-c）：东部宜山、合山、迁江一线为北西30°方向的向斜式曲面；中部出现以上劳、德保、平果为轴线的东西向背斜式曲面，南北两侧为两个向斜式曲面，这些向斜式曲面的位置代表聚煤作用强、煤层发育较好的地带。煤层厚度四次偏差图上表现为近东西向的正、负剩余带（图4-d），其正剩余带与上述向斜式曲面重合地区，代表煤层聚集的富煤地段。如里湖、杨柳富煤段；合山、百旺、冲谷富煤段；橄南、烟棚、凤山富煤带；扶绥、宋罗富煤带等，它们多呈东西向排列。由此可见，东西向局部构造在聚煤中起着重要的作用。我们在桂中所作合山组煤层厚度四次趋势面中（图3-c），表现为一北西向向斜式曲面，未见东西向构造，可能本区是以北西向为主，但是它的四次偏差图上（图3-d），东西向的正、负剩余带却非常清楚，自北而南有宜山正值带；洛东、加贵正值带；果遂，来宾正值带；邹圩、陶邓正值带。以上除邹圩、陶邓正值带含煤较差外，其余皆为富煤带，尤以果遂、来宾正值带含煤最佳。

总之，湘桂地区的聚煤作用，除了受加里东古构造中北东向和北西向断块的影响外，更重要的是受控于东西向的隆起与坳陷，这种现象，值得今后注意。

本文是运用趋势面分析研究古构造的一次尝试。桂中合山组煤系的趋势分析是与广西石油队共同完成的，全部实际材料和数据由广西石油队整理。蔡桥—丰田煤田的趋势面分析所用钻孔资料全部由湖南468、418地质队提供。由于水平与资料的局限及匮乏，错误难免，敬请批评指正。

参 考 文 献

〔1〕张五侪，1980，湘中测水煤系沉积古构造特征，煤田地质与勘探，3期。
〔2〕韩金炎，1983，广西晚二叠世聚煤带的划分及其控制因素的探讨，煤田地质与勘探，1期。
〔3〕陈孔年，1983，湘中下石炭统测水组成煤特征浅析，湖南地质，1期。

USING TREND SURFACE ANALYSES IN DISCUSSION OF CALEDONIAN PALAEOTECTONIC FEATURES IN HUNAN-GUANGXI AREA

Luo Xinmin Yang Weiran Dong Yuehua

Abstract

The Caledonian palaeotectonics show obvious control to the sedimentary cover in Hunan-Guangxi area, inversely, through the facial and palaeogeographical analyses of the sedimentary cover the Caledonian tectonic feature can be inferred. Based on the trend surface analyses of the footwall height of the coal series, the thickness of coal series and coal seams of the sedimentory cover, the caledonian palaeotectonice and their relations with superficil tectonics and coal mines are discussed in this paper.

1. The Caledonian palaeotectonic framework and their controls to the sedimentary cover.

The thickness trend surface analyses on Ceshui coal series of C_1 from Cai qiao-Fengtian coal field Hunan, on the Ceshui coal series in central Hunan province, on the Heshan coal series of P_2 in Central Guangxi and on Heshan coal series throughout Guangxi province indicated that during the appearance of coal bearing formation, the superposition and compounding of NW-trending uprises and warpings are considered to play a leading role, while the E-W-trending uprises and warpings are in a secondary position. This kind of structural framework has been a controlling factor through late palaeozoic sedimentation. This is not restricted to the upper crust but extending to the depth of the crust even to the top of mantle. The Bouguer anomaly trend surface analyses in Hunan province maintains the same conclusion.

The Caledonian palaeotoctonic framework in Hunan Guangxi province is formed under the north-south compressional stress. This tectonic framework and its formation mechanism is testified by simulating experiments.

2. The relation between Caledonian palaeotectonics, and sedimentary cover deformation.

By means of the trend surface analyses of the footwall height of the coal series the tectonic feature of the sedimentary cover is obtained,

then correlate the trend surface analyses of the footwall height of the footwall height of the coal series with the result of the same analyses of the thickness and the relationship between basement and superficial tectonics, from which it is understood that in the deformation of the cover in Hunan Guangxi area NE-and NW-trending anticline and syncline took a leading part, while the EW-trending tectonics displayed in a certain degree, indicating the influence of basement tectonics, ie. an obvious tectonic inheritance. But, the trend surface analyses of the footwall height of the coal series show that there is no correspondence between the uprise and warp indicating tectonic reconstruction is not negligible.

3. Caledonian palaeotectonics in relation to ore deposits the sedimentary cover.

According to the trend surface analyses of the thickness of the coal seam it is awared that, the nearly EW-trending syncline-shaped curved surface is very clear, which indicates that the areas of intense coal accumulation of well-developed coal seams are extending Ew-wards. The EW-trending surplus zone is still occuring on the deviation map of coal seam thickness. The possitive surplus zone coinciding with the synclinal curved surface, mentimed above, is the coal-rich block. All of these show that the coal accumulation in Hunan Guangxi region is mainly controlled by uprise and warp in the basement.

湘中地区五峰铺—花桥弧形断裂带的特征及形成机制探讨

何诲之　张旺生

五峰铺—花桥断裂带，以五峰铺—花桥为弧顶，向北经郦家坪、仙槎桥至邵东县以东呈北东约40°方向延伸，向南由花桥经冷水滩至零陵以东，呈南偏东30°方向展布，全长达100公里以上，宽约6—12公里。地理坐标为东经111°27′—111°45′，北纬26°20′—27°13′，在区域构造上属祁阳山字型构造前弧内带。它是以数条近于平行的压性、压扭性断裂为主体，并被多期次级断裂和褶皱复杂化的一个断裂带（图1）。

一、断裂带的构造特征

在上古生界盖层中最醒目者为一弧顶向西突出的弧形断裂带[1]。由东向西主要弧形断裂有：慧塘—罗城压性断裂（F_{46}）、风池坪—寄生亭压性断裂（F_{46}）、邓家岭—南镇压性断裂（F_{47}）、郦家坪—花桥压性断裂（F_{48}）及仙槎桥—花桥压性断裂(F_{49})[1]（图1）。断裂带由东西两条主干断裂所围限，以四明山穹窿的西侧为弧顶，并沿该穹窿的边缘分别向北东和南东方向延伸，其中广泛发育有不同方向的次级断裂和褶皱。

（一）弧形断裂特征

弧形断裂的共同特点是规模大、延伸远、倾角陡立、相互平行，且具有压、张、扭等复杂性质。其中以西主干断裂规模最大，对地层、构造的控制作用最明显。

1．仙槎桥—花桥压性断裂（F_{49}）

北起仙槎桥之东北，向南经五峰铺、花桥至坪塘公社以南，长约100公里，是断裂带的西主干断裂。断面西倾，倾角一般在50°以上。地层断距约500—2000米，由弧顶向两翼逐渐减小。在弧顶部位断层表现清晰，如花桥北端河旁所见断面产状为255°∠48°，中泥盆统棋梓桥组灰岩逆冲于中石炭统白云岩之上，向北在南镇断面产状318°∠60°，上泥盆统佘田桥组灰岩逆冲在侏罗系之上，向南在坪塘公社上泥盆统佘田桥组则逆冲于该统的锡矿山组之上（图2）。横越断裂可见其内部构造呈明显的分带，如花桥北以断裂为中心，对称发育有构造透镜体带、劈理带和节理破碎带。

构造透镜体带：由大小不等的透镜状砾石、岩屑及断层泥混合而成，透镜体长轴与断层走向平行，个别略显斜列。由断面向外砾径由小变大，其间夹一薄层砾石棱角分明、胶结较松散的张性角砾岩。且两种砾岩均被一组剪节理切割，表现出多次形变的特点。

1)断层命名及编号，据1:20万邵阳幅区测报告。

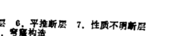


图1　五峰铺—花桥断裂带构造图

K-白垩系　J-侏罗系　T_3—J_1-下侏罗统—上三叠统　P_2-二叠系上统　P_1-二叠系下统　C_3-石炭系上统　C_2-石炭系中统　C_1-石炭系下统　D_3x-泥盆系上统锡矿山组　D_3s-泥盆系上统佘田桥组　D_2q-泥盆系中统棋子桥组　D_2t-泥盆系中统跳马涧组　O_3-奥陶系上统　O_2-奥陶系中统　O_1-奥陶系下统　1．实测地质界线　2．推测地质界线　3．不整合线　4．逆断层　5．正断层　6．平推断层　7．性质不明断层　8．推测　断层　9．岩层产状　10．背斜轴线　11．向斜轴线　12．穹窿构造

图2　五峰铺—花桥弧形断裂联合剖面图

1．第四系　2．砂页岩　3．石英砾岩　4．灰岩　5．泥灰岩　6．白云质灰岩　7．瘤状灰岩　8．硅质岩　9．断层角砾岩

劈理带：对称分布在构造透镜体带两侧，主要由产状为163°∠82°及63°∠74°的两组破劈理组成，它们将岩石劈成薄片状，且离断面越近越强烈。据劈理产状与性质属弧形构造南翼派生逆扭作用的产物。

节理破碎带：见于劈理带的外侧，主要由产状为205°∠68°及48°∠58°的两组剪节理组成。它们将岩石切割成大小不等的块体，常被方解石脉充填形成碎裂岩。

以上构造带平行断裂断续延伸，有的地段则发育有小逆断层，如南镇煤矿由钻孔查明西主干断裂与内部小断层组成叠瓦状构造（图3）。向南在江边李家一带则以强烈的白云岩化为特点，大片中泥盆统棋梓桥组上统佘田桥组灰岩蚀变为白云岩，与未蚀变灰岩成犬牙交错产出，断层砾岩也全为白云质胶结。上述内部构造，从分布规律、受力状态及结构构造特征等方面来看，均表明其与主干断裂的形成演化有密切关系。

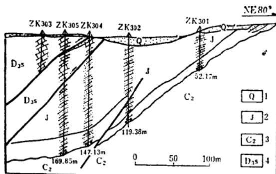


图3　南镇煤矿3线剖面图（据南镇煤矿资料）
1. 第四系　2. 侏罗系　3. 中石炭统　4. 上泥盆统佘田桥组

在断裂的西(上)盘，紧贴断面发育一系列羽列小断层，走向295°，倾角近直立，与主干断裂呈40°左右锐角相交，锐角指示上盘向南东方向扭动。另在西盘中泥盆统棋梓桥组、上统佘田桥组灰岩中，普遍分布着张性角砾岩带，砾石成分单一，棱角分明，没有分选，胶结紧密，其平面分布呈长条形、圆形，一般长100—200米，宽70—150米，在花桥附近初步统计有10处之多。它们呈雁行式等间距分布在老街口、王家岭、樟树院子等地，其长轴方向与主干断裂亦呈锐角指向南东。根据其分布特点和砾岩性质亦属西主干断裂南翼的派生构造，和上述羽状张断层一样均表明主干断裂具有逆扭性质。值得提出的是在张性角砾岩内见有杂色压性砾岩呈北西向带状分布。砾石成分有泥质灰岩、钙质页岩、钙质粉砂岩及灰岩等。砾石为钙质胶结，颜色很杂，分选较差，均呈透镜状。砾石产生劈理化，劈理又形成了强烈的褶皱。它与张性角砾岩的接触面不规整，在张性角砾岩中见有杂色砾岩的成分。在弧形断裂的旁侧构造中亦可见其具多期形变的特点。

从上述断裂内部构造和旁侧构造特点，可知仙槎桥—花桥断裂是一条多次活动以压为主兼具扭性和张性的断裂。

2. 慧塘—罗城断裂及与其平行的断裂

慧塘—罗城断裂是断裂带的东主干断裂，在它之西依次平行展布有F_{46}、F_{47}、F_{48}三条断裂。它们自弧顶向北经罗城至风池坪一带先后与东主干断裂合并或尖灭，最后于邵东县东与西主干断裂合为一体。向南除F_{48}断裂在花桥以南与西主干断裂合并外，其他断裂分别在弧顶及其以南的不同部位尖灭，延伸最长者达70公里以上。断面总体向西倾斜，倾角70°—85°，除东主干断裂外，其他断面倾向有时东时西的变化。如F_{48}断裂，在石井铺一带断面倾向南东，倾角50°—60°，向南在花桥断面产状则转为230°∠58°。沿这些断裂常见岩层挤压破碎、断层砾岩、镜面擦痕、紧密褶皱、白云岩化、铁染以及方解石脉发育现象。在石井铺、南镇等地，沿断裂还有强烈硅化、锑矿化及汞矿化等。据断面上的擦痕、阶步及构

造岩等特点表明这些断裂在弧顶以北具有压性兼顺扭性质。但从断层两盘出露地层来看，它们均以东盘地层老、西盘地层新为特征，表现为一组高角度阶梯状正断层。这种现象可能与断面倾向由基底到盖层的转化有关。

（二）次级构造特征

次级构造是指除弧形断裂外的低序次小断层、小褶皱和中生代盆地构造。它们规模小、形迹直观清晰，明显受弧形断裂控制，从一个侧面反映了自晚古生代以来断裂带的形变特征。

区内小断层十分发育，按走向和性质可分斜断层和纵断层两类。前者包括NE向、NW向、NNE向及NEE向四组，它们数量多，规模小，延伸不远，断面近于直立，其上之擦痕和阶步显示近水平扭动性质。它们遍布于断裂带内外，常切割弧形断裂或受弧形断裂的限制；纵断层总体平行断裂带断续分布，断面西倾，倾角50°—60°，断距较小，均属层内小断层。以西主干断裂为界，东西两侧在断层性质和组合形式上明显不同，东侧断裂带内的小断层表现为阶梯状正断层组合，且有时与弧形断裂组成反"y"字型构造。如石井铺地区一系列小断层与F_{48}构成的反"y"字型构造（图4）。而在断裂带西侧则发育一系列小逆断层组合成叠瓦状构造（图2）。东西部的这种差异显然与西主干断裂的控制作用有关。

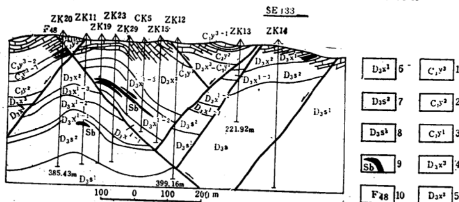


图4　石井铺锑矿区构造剖面图（据湖南468地质队）

下石炭统：1．岩关阶刘家塘段　2．岩关阶孟公坳段　3．岩关阶邵东段　上泥盆统：4．锡矿山组上段　5．锡矿山组中段　6．锡矿山组下段　7．佘田桥组上段　8．佘田桥组下段　9．锑矿体　10．弧形断裂编号

褶皱构造不甚发育，在断裂带内，仅零星分布有宽几米—几十米的一些短轴褶皱，其轴向除少数与弧形断裂呈锐角相交外，大多与断裂带延伸方向一致。它们或分布于断层的旁侧，一翼被断层破坏，或位于断块之中，成为开阔的"独立"褶皱。而在断裂带西侧的上泥盆统佘田桥组灰岩中则发育一系列枢扭产状为330°∠45°左右的倾伏褶皱，呈左行斜列与西主干断裂呈一小锐角指向南东。断裂带内外的这种褶皱形态和排布的不同表明弧形断裂在发展过程中对其起着明显控制作用。

中生代盆地可分晚三叠世至侏罗纪断陷盆地和白垩纪沉积盆地两种，区内主要发育断陷盆地，如位于弧顶部位的新铺—群屋院子侏罗纪煤盆地。南北长9公里，宽300—500米，为一套湖泊陆源含煤碎屑沉积，与下伏中石炭统呈角度不整合接触，西侧被西主干断裂所截，且上泥盆统佘田桥组逆冲于侏罗系之上。在新铺见侏罗纪地层呈连续波状褶皱，其轴向主要

为北东向，并被走向近南北和北东70°左右的两组断层破坏。在南镇一带侏罗纪地层中还见有与西主干断裂平行的褶皱、小逆断层、挤压透镜体及片理化带等，表明燕山运动具有东西向挤压和南北向反扭的性质。

综上述可知五峰铺—花桥断裂带的形成，经历了一个长期而复杂的形变过程，弧形断裂及各种次级构造特征均有清晰的显示。同时还可看出，弧形断裂总是控制其他各种构造的形成和演化，说明弧形断裂形成更早，而且在其发展演化中一直起着主导作用。

二、断裂带形成机制及其演化

从弧形断裂带的构造特征可知，它是一个长期发展、性质多变、多期构造形迹叠置的复杂构造带。由于断裂带的形成和演化具有明显的阶段性，因此本文将按构造发展阶段分别探讨其形成机制及其转化。

加里东构造阶段：种种迹象表明五峰铺—花桥断裂带是加里东构造阶段形成的基底断裂带。其理由是：

1. 次级构造特征：前已述及，在上古生界中发育的低序次断裂和褶皱严格受弧形断裂控制，显然弧形断裂的形成早于盖层构造。

2. 沉积岩相特点：弧形断裂特别是西主干断裂对沉积岩相的控制是该断裂带的显著特征。我们曾在花桥地区横越断裂带对肖家岭、塘家冲、江西佃、四柱山等地的上泥盆统棋梓桥组和佘田桥组地层剖面进行了系统的研究，向东观察了祁东黄土坳、黎照堂等剖面，向西观察了邵阳县西寨口剖面，发现沿东西方向中泥盆统棋梓桥组和上统佘田桥组出现有规律的相变，而西主干断裂正好为两种岩相的分界线。其西从岩石类型和古生物组合均反映为浅水环境的稳定开阔海台地灰岩相，以东则反映为深水甚至还原环境的台间深水海槽泥灰岩相。另在泥灰岩相的硅质岩中见有透镜状砾岩夹层，砾石成分复杂，有原地泥灰质、硅质碎块，也有来自附近浅水相的藻灰岩碎块及海百合茎、腕足类化石的碎片，砾石大小不等，形态奇特，局部见有冲刷面及斜层理。以上特点表明这种砾岩属同生塌积砾岩。

这种呈带状延伸的岩相带极为稳定，自花桥向北东延至双峰，向南东可追索到零陵。经追索圈定，泥灰岩相带宽数公里（局部可达20—30公里），长达100公里以上，与断裂带在空间上一致平行延伸，西界严格受西主干断裂控制。这种沉积相带与断裂带的一致，泥灰岩相具深水沉积特征以及塌积砾岩的存在，说明断裂带在中泥盆统棋梓桥组、上统佘田桥组沉积时就有活动，并且具有断面东倾的同生断层性质。

3. 古地磁与弧形构造的关系：自50年代初古地磁学诞生以来，对板块构造研究起了积极的作用，为板块间的转向问题提供了有力的证据。根据古地磁学的基本知识可知同一时期形成的岩石，在当时地球磁场的作用下具有相同方向的原生剩余磁化。若以后因构造运动改变了岩石原来的方位，它的磁化方向也将随之改变。依据这一原理，我们沿弧形断裂带在D_{2t}组的同一层砂岩中取样作古地磁测试，取得了比较理想的结果。将各取样点所测剩磁方向标在图上后显得十分紊乱（图5-a示无弧形构造时的剩磁方向），若将地层转为弧形构造时，除Ⅱ、Ⅵ两采点因局部构造影响外则剩磁方向趋于一致（图5-b），当把Ⅱ、Ⅵ两点的局部产状校正为区域产状后其剩磁方向也基本一致（图5-c）。由此可见D_{2t}地层中原生剩余磁性的获得是在弧形构造形成之后，这就进一步证实了弧形构造在中泥盆世跳马涧期沉积

之前即加里东运动时已初具雏形。

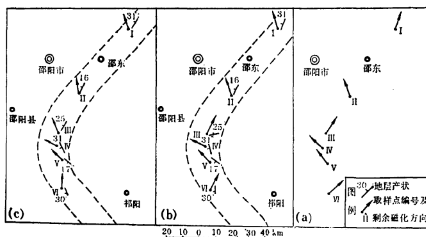


图5　中泥盆统跳马涧组砂岩平均剩余磁偏角方向分布图

上述各点从不同的侧面说明弧形断裂带是在泥盆纪之前形成的基底断裂带。据杨巍然等研究认为：湘中地区基底构造的基本轮廓是条条（北东与北西向两组断裂组成的断裂带）和块块（南北两列串珠状隆起及东部环状块体）的结合[2](图7)，而五峰铺—花桥断裂带正是条条之一。这种基底构造格局是在南北侧向挤压下形成的东西向褶皱和一对平面X剪破裂经后期改造而成。这些X剪破裂将湘中地区切割成棱形块体，以后在相对隆起部位因岩体侵入促使块体上升形成穹窿，与此同时两组剪破裂发生联合成为弧形断裂，并由原来的水平扭动转变为升降运动。五峰铺—花桥断裂带正是因四明山穹窿上升使其西侧的两组交叉断裂联合所致。据杨巍然等对四明山穹窿的研究[3]，发现它不仅在下古生界表现为横弯褶皱，而且在中泥盆世跳马涧期亦具明显的同沉积背斜特点，可见穹窿的形成经历了一个漫长的上升过程。与之相伴生的弧形断裂带也就日趋明显。

海西构造阶段：海西阶段在湘中是相对宁静的时期，但加里东运动形成的这个基底断裂带仍以升降的方式继续活动，并有效地控制着盖层的沉积。在盖层形成的初期，中泥盆世跳马涧期沉积时因四明山穹窿上升使跳马涧组围绕四明山穹窿形成同沉积背斜，在中泥盆统棋梓桥组和上统佘田桥组沉积时则又因东部环状块体的上升造成隆起边缘的相对下降，使断裂带以同生断层形式控制沉积岩相的发展，二者均反映了因东部上升造成对断裂带的侧向拉张作用。

印支构造阶段：中三叠世末的印支运动形成了湘中地区盖层构造的基本格架。盖层中各种构造形迹表明，印支运动是在东西向水平挤压下引起的，位于四明山穹窿西侧的五峰铺—花桥断裂带也随之得以成型，并使基底断裂的性质由海西期的正断层转变为高角度逆断层。而基底断裂的逆冲活动必然导致断裂之上的盖层破裂，形成一组逆冲断层。但实际如前所述，虽然它们均具挤压性质，可断面总体都向西倾，从两盘出露地层新老关系可知，除西主干断裂明显表现为逆断层外，其东的平行断裂则表现为阶梯状正断层组合。显然具有压性的阶梯状正断层是由于断面倾向变化的结果。这种由基底到盖层断面产状的转变与受力状态、岩相差异以及盖层沿不整合面滑动有关。盖层受到侧向挤压后，应力在相变带集中，并在相

变面及基底断裂之上的盖层中产生破裂，形成逆冲断层。随着应力的加强，不同岩相区产生差异压缩（泥灰岩相区压缩量大），同时盖层沿不整合面滑动，造成盖层上下不均一的向东运动，使断面倾向随之转变。特别是西主干断裂，由于西侧盖层沿不整合面脱顶滑动，其滑距大于基底断裂的逆冲断距，而造成规模较大的逆断层。由于它的滑动，大部分应力得以释放，使得东侧的平行断裂仍保持基底断裂的逆冲性质，而延入盖层后因倾向转变而表现为高角度正断层。

燕山构造阶段：印支运动使断裂带成型。与此同时，在断裂带内形成了一些小断陷盆地，并接受了上三叠统—侏罗系的沉积。这些中生界的构造形迹表明燕山运动对断裂带起了强化和改造作用。一方面表现为西主干断裂的继承性发展，使西盘上泥盆统佘田桥组灰岩逆冲于侏罗系之上，并在侏罗系中形成了一系列与主干断裂平行的叠瓦状构造、小褶皱、挤压透镜体以及片理化带等，表明燕山运动仍具有东西向挤压性质并使断裂带进一步强化。另一方面在断裂带内外特别是侏罗系中发育一系列北东走向的褶皱及相伴产生并破坏褶皱的断层，说明燕山运动具有近南北向逆扭的性质，显然对断裂带起了复合改造的作用。据区域资料，湖南的燕山运动早期为东西向挤压，晚期为南北向扭动，断裂带的构造形迹恰好证实了两期运动对断裂带均有强烈影响。

综上述可知，弧形断裂带的形成与演化经历了由形成—成型—强化改造三个构造发展阶段，在各阶段中，它的产状和性质随着应力场及其他因素的变化而多次改变，并相应形成各种伴生和派生构造，成为不同期次、不同规模、不同性质和各种类型的构造相互叠置的弧形断裂带。

三、断裂带与成矿的关系

在断裂带内的弧顶及其北翼，发现有Cu、Pb、Zn、As、Sb、Hg等低温热液矿床(点)及异常区（图6）。其中除罗城锑矿为中型矿床外其余属矿点或矿化点。但它们呈弧形分布于断裂带中，明显受断裂带控制。

罗城锑矿床，位于罗城公社石井铺—伍家院一带，正处 F_{48} 断裂东（上）盘。区内出露地层主要为泥盆和石炭系，局部见上三叠至下侏罗统分布。构造以断裂为主，褶皱次之。断裂按走向可分NE向、NW向、NWW向和NNE向四组，但以NE向一组最为发育，它们密集成带，延伸较远，与 F_{48} 断裂组成反"y"字型构造。在这些NE向断裂间的断块上发育一些轴向约NE 30°的短轴褶皱，通常与北东向断裂呈一小的锐角相交，且一翼被断裂破坏。这种反"y"字型断裂与短轴背斜的组合，构成了该区锑矿床储存的主要构造条件。如石井铺锑矿床就储存在 F_{48} 断裂上盘自行封闭的石井铺短轴背斜的核部及倾伏端部位（图4）。在断裂带内，构造分级控矿十分明显，即断裂带控制含矿带，弧形断裂控制矿床，低序次的断裂和短轴背斜则控制含矿硅化体和矿体的分布。断裂带的这种分级控矿事实，说明断裂带与锑矿的形成有极其密切的成因联系，显然弧形断裂起着导矿和容矿的主导作用。

锑矿与断裂构造的这种依存关系，在湖南具有普遍性[4]。据统计，湖南现有锑矿床(点)205处，其中具有工业意义的大、中、小型矿床共20个，主要分布在断裂带上或其旁侧，特别是一些大中型矿床则集中分布在湘中地区长期活动的北东向基底断裂带上。如锡矿山、龙山、沃溪等大型锑矿床就是如此（图7）。驰名中外的锡矿山锑矿田，就是由北东向基底断裂及其东侧四个雁列的短轴背斜组成容矿构造，其主要锑矿床均储存在这些背斜的核部及倾

伏端部位。据有关资料证实这条基底断裂为该矿的导矿构造，矿液沿断裂上升到具有封闭条件的有利空间聚集结晶成矿。此外，龙山、沃溪、板溪等大、中型锑矿床的导矿和控矿构造也与之类似。值得指出的是锑矿的形成不仅与这些规模较大长期活动的基底断裂特别是北东向基底断裂密切相关，而且有规律的分布在北东向基底断裂与穹窿或局部断块隆起的交汇处或不同方向基底断裂的复合部位。锑矿床的这种分布特点表明它的形成除对岩性、岩相有选

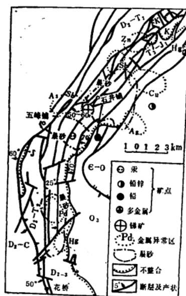


图6　五丰铺—花桥一带金属矿化及金属异常区分布图

（据湖南1：20万邵阳幅区测报告修编）

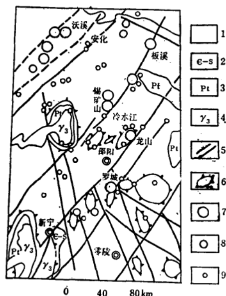


图7　湘中地区基底构造及锑矿分布图

1．上古生界—新生界　2．寒武系—志留系　3．元古界　4．加里东期花岗岩　5．断裂及推测断裂　6．穹窿　7．大中型锑矿床　8．小型及锑矿床　9．锑矿点

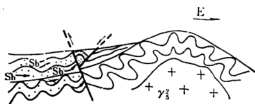


图8　锑矿质导移方向及聚集示意图

（→示含锑矿物质导流方向）

择外，矿源、热液和构造的最佳组合是决定性因素。据各种有关资料表明湖南的前震旦系、震旦系及上泥盆统等地层中具有明显同生沉积特点的丰富锑源，其含锑丰度值均高出地壳背景值的几十倍—几百倍[5]。这些分散的含矿物质，在热溶液和构造运动的作用和驱动下向有利的构造空间运移聚集，形成沉积—改造型层控矿床。由前述可知穹窿（隆起）与基底断裂的交汇处，为被热动力改造的分散含矿物质提供了导流途径和聚集场所，即从四周向隆起中心导流的过程中在边侧的断裂带聚集成矿（图8）。值得提出的是一些主要矿床的分布与北东向基底断裂密切相关，这是由于燕山运动造成的南北向扭动对北东向基底断裂进行了强烈的复合改造，同时也为多矿源层中的含矿物质提供了热动力，然后在各种水的作用下成为含

矿热液导流并聚集于因强烈活动而造成良好空间的断裂带上，因此燕山晚期应是主要的成矿期。

本文资料是我院湖南队的集体成果，部分资料来自湖南468地质队，在编写中得到杨巍然同志的指导，在此一并致谢。

参考文献

〔1〕 湖南省地质局区测队四分队，1977，1：20万邵阳幅区调报告。
〔2〕 武汉地质学院湖南科研队（杨巍然执笔），1981，湘中地区深层构造与浅层构造关系的探讨，地球科学，2期。
〔3〕 杨巍然、郭颖、张旺生，1981，湘中地区四明山穹窿构造特征及其形成机制，地球科学，1期。
〔4〕 谢云映，1982，湖南锑矿及成矿基本地质特征，湖南省地质学会论文集，7期。
〔5〕 肖启明、李典奎，1983，湖南锑矿床成因，全国第二届矿床会议论文。

THE CHARACTERISTICS AND MECHANISM OF THE WUFENGPU-HUAQIAO ARC-SHAPED FAULT ZONE IN CENTRAL HUNAN

He Huizhi　Zhang Wangsheng

Abstract

The Wufengpu-Huaqiao arc-shaped fault zone takes Wufengpu-Huaqiao as its arc apex, and extends towards northeast and southeast between Shaodong and Lingling Its total length is about 100 kilometres. The main body of the fault zone is composed of several parallel arcuate faults, and the fault zone is complicated by secondary structures in many periods. The fault surface principally dips west (50—85). The trunk fault in the west was the biggest, and controlled sedimentary lithofacies and structural associations etc. From the characteristics of the arcuate fault, associated and derived structures it was indicated that their force nature was mainly compressive, somewhat shearing and tensional, and that all the arcuate faults had the same mechanism of formation and evolution. But, because of the influence of border condition and lithic factor, the associate pattern of the trunk fault in the west was different from the arc fault on east, and a complexity was reflected within the fault zone.

Based on the characteristics of structure, lithofacial change and paleomagnetism, it is indicated that under the south-northern pressure in Caledonian movement a pair of "X" shear faults was formed and compounded into the embryo of the arc fault. In Devonian period because of the elevation of the block on east which caused a inclined extension to

the fault zone, it displaced a synsedimentary fault and controlled the formation of different lithofacies. East-western pressure in Indo-China movement made the attitude and force nature of the arc-shaped fault zone to be transformed, and it furned into a compresso-shear fault zone dipping west, associated with various seondary structures. This period was a formation period of the fault zone, which was intensified and reformed in Yanshanian movement.

The fault zone was also a controlling zone of ore deposits in which the Luo-cheng stibium deposit was stockpiled, and the arc fault was a structure of leading and controlling ore deposit. The relationship between stibium deposits and faults is common in Hunan. Especially some main stibium deposits were concentrated at intersection of different direction faults (particularly, compounding position of northeastern basement faults with domes or uplifting) in central Hunan. This spacial relation was closely associated with structural heat events in Yanshanian movement. It not only provided heat source for containning-stibium matter, but also strongly compounded and deformed the northeast faults. Thereby, a leading heat-current way and a good space were provided for gathering stibiumbearing matter, So late Yanshanian Period should be a main mineralization period.

湘中祁阳弧构造演化特征的古地磁研究

朱鸿　张旺生　何海之　杨巍然

古地磁学是50年代以来兴起的一门学科，在构造研究中也得到了愈来愈广泛的运用：60年代运用古地磁的证据提出了海底扩张及大洋中的中、新生代板块构造运动的机制；70年代主要运用它研究古生代以来各大陆板块或不同地质块体之间的相对移动、转动，并取得了许多定量的结果；80年代开始运用它研究板内或块体内部的形变。本文就是运用古地磁研究板块内部形变特征的一次尝试。

一、问题的提出

在湘中复杂的构造图象中最引人注目的是一向西突出的弧形构造。1945年黄汲清称之为“祁阳弧”[1]，1959年吴磊伯命名为“祁阳山字型构造”[2]。由于此弧形构造与沉积矿产关系密切，故我们采用岩相古地理方法对其形成做了一些专门研究，发现加里东基底之上的第一个盖层中泥盆世跳马涧期的沉积等厚线呈弧形分布；中泥盆世棋梓桥期和晚泥盆世佘田桥期岩相古地理基本相似。在湘潭、双峰、邵阳、零陵等地浅海台地碳酸盐相与狭长带状延伸的深水海槽泥灰岩及硅质岩相的界线，明显地呈弧形分布，和祁阳弧的轮廓吻合。经野外实地追索，两者以一条断裂为界成突变关系；断层东侧的泥灰岩、硅质岩相中发现塌积砾岩断断续续分布，砾岩上下都是深水硅质沉积，砾岩胶结也以泥灰质和硅质为主，砾石大小不等，排列不规则，多棱角状，成分复杂，有原地的泥灰质、硅质碎块，也有来自邻区浅水藻灰岩的碎块及大量海百合茎、腕足类化石碎片，可能属同生塌积砾岩。根据这些特点，推断相带之间的断层为受基底断裂控制的同生断层。现在看来，断裂对岩相的控制基本可以肯定，但究竟是弧形断裂(或两组交叉断裂联合作用)控制了弧形岩相带，还是南北向断裂控制的南北向岩相，以后遭受自东而西的挤压才变成弧形断裂和相带？尚需进一步研究。也就是说祁阳弧究竟是泥盆纪沉积时就具雏形，还是晚古生代及三叠纪沉积以后的印支运动才形成的？这个问题的解决，古地磁能够发挥特殊的作用，因为时代相同的地层，是在同一地磁场作用下获得原生剩余磁性的。因此，在一定范围内，同一时代的地层其形成时所获得的剩余磁化方向应基本一致；当以后的构造运动使岩层产生相对旋转时，保存在岩石中的剩磁偏角 D 的方向也必定相应产生偏转，因而在同一时代岩层中，磁偏角 D 的变化，忠实地记录了这些岩层相对扭动的大小和方向。根据这个原理，我们在祁阳弧不同构造部位的中泥盆统跳马涧组铁质砂岩同一层位中取样进行古地磁测试，如果采点的磁偏角 D 基本一致，表明沉积时弧形构造业已存在（图1-a）；反之，如果磁偏角 D 不一致并呈现有规律的变化（图1-b），则弧形构造是后期形变的结果。

---

1) 黄汲清，1945，中国主要大地构造单元。
2) 吴磊伯，1959，湘西地质构造系统的初步分析，地质力学丛刊，第1号。

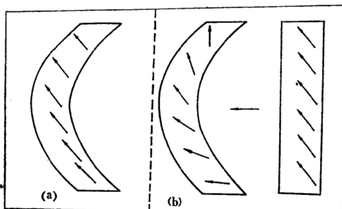


图1　弧形构造和古地磁磁偏角之间的可能关系(箭头为假定磁偏角方位)
a. 沉积时已具弧形构造　b. 成岩后构造形变而成弧形构造

二、样品测量及剩磁稳定性分析

测量工作是在地质力学所古地磁实验站进行的。使用JR-4型数字旋转磁力仪测定样品的剩余磁性，测量过程中，全部使用仪器的 nT 档，其单位数值为10^{-9}特斯拉。

近年来，在古地磁研究中，对于沉积岩，尤其是含较多赤铁矿颗粒的碎屑岩，一般多采用逐步热退磁方法，因为这种方法对于清洗掉后期叠加上去的指向现代地磁场的低稳定度的粘滞剩余磁化（NRM）是有效的，而且通过加热曲线可以揭示出岩石剩余磁化强度的某些特性，如居里温度，剩磁的组合情况等，可以将总热剩磁和部分热剩磁区别开来。

本次，我们共有六个采点，每个采点取定向标本6块，室内加工成2×2×2立方厘米样品144个。在每块标本中选取一个样品，共36个样品，采用逐步热退磁方法进行测试。

热退磁处理使用的是 TSD-1 型热退磁仪。仪器前部为加温室，后部为冷却室。外面用薄膜合金屏蔽罩包着，使加热和冷却过程全部置于无磁场空间内进行。仪器装有数字控温、自动控制升温、恒温和冷却装置。先测量样品的天然剩余磁性，随后放入加热炉内加热，分别选取50℃、100℃、150℃、200℃……650℃、680℃等14个温度值逐步加热。每次加热达到指定温度后，退磁仪即自动停止升温，转入恒温，每次升温一恒温时间均控制在30—40分钟内，而后将样品推入冷却室进行冷却，最后取出样品，测量其剩余磁性。测量过程中，分别绘制了每块样品的磁化强度衰减曲线，矢量图和磁化方向迁移图。

通过测量表明样品的剩余磁化是稳定的，测量的效果良好，现以第Ⅰ采点为例加以说明。第Ⅰ采点的6块样品的剩磁强度都很强（3.9—8.1）。逐步加热过程中，剩磁强度缓慢的逐渐降低，达 450—500℃ 时，降低到原强度的 50%左右，衰减曲线（图2）构成一条较圆滑的半抛物线。矢量图（图3）上一般都可分出 0—50℃ 为一个磁化方向，而 50—600℃ 基本上构成另一个磁化方向，这就表明，加热到50℃后，便可将近期获得的大部分粘滞剩磁清洗掉。而后面的只有一个磁化方向，显然反映出没有受到后期因地质事件影响获得的剩磁分量的叠加。在磁化方向迁移图（图4）亦可见到磁化方向点密集分布于第一象限的很小

的范围内。温度达600—650℃后，显然由于居里点较低的磁铁矿颗粒的磁畴结构已遭到破坏，可能样品中只保存有少量居里点高的（675℃）赤铁矿颗粒的磁畴，因此剩磁强度已很小（已近仪器的误差范围），故磁化方向紊乱。由此可见，第Ⅰ采点样品的剩磁是稳定的，其稳定的磁化分量可以代表原生的剩余磁化方向，选取550℃时磁化方向 $D=18°$，$I=50°$ 可资代表。

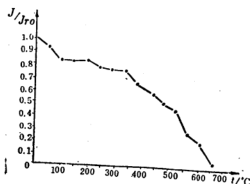


图2 第Ⅰ采点剩磁强度衰减曲线图

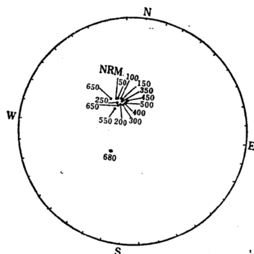


图4 第Ⅰ采点剩磁磁化方向迁移图

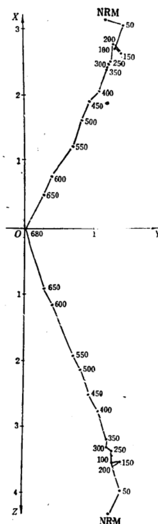


图3 第Ⅰ采点剩磁矢量图

三、成果整理及讨论

本次六个采点分别布置在弧形构造的不同部位（前弧及两翼）。据求得各采点样品的平均剩余磁化方向，用费舍尔统计方法进行整理后，分别求出各采点及祁阳地区特征磁化方向

的各项参数，其结果见表1上部（层面坐标系）。同时又对各采点进行相应的倾斜改正，将岩层恢复水平（表1下部现代地理坐标系），然后将倾斜改正前后的各点的平均剩磁偏角标在图上（图5-a，5-b）。加以比较后发现，倾斜改正后总的趋势是K值减小而α_{95}值增大，但数值相差很小，只能表明倾斜改正后磁化方向一致性略有减弱。但是对区域性构造检验后查明，第Ⅱ和第Ⅵ采点由于受到局部构造的影响，取样点岩层产状Ⅱ：NW341°∠23°、Ⅵ：SW263°∠30°与区域性产状Ⅱ：NW300°∠28°、Ⅵ：SW235°∠30°不同，如果将局部构造干扰所测得的产状依逆时针方向扭转成区域构造产状后，则其平均剩磁方向也依同一方向扭转了相同的角度（图5-c）。此时，我们就可以看到，未经倾斜改正前各点的磁化方向除第Ⅵ

表1　祁阳弧中泥盆统样品特征磁化方向与对应的古地磁极位置

采样点	处理条件	磁偏角 D	磁倾角 I	精度参数 N(度)	R(度)	K(度)	α_{95}(度)	古极位置 Λ(度)	φ(度)	(δP度)	δm(度)	古纬度 φ古(度)
Ⅰ	层面坐标系	345.33	43.06	6	5.93	75.04	7.78	15.10	76.64	5.78	9.65	25.04
Ⅱ		335.21	11.87	6	5.98	219.62	4.53	344.33	58.38	2.34	4.60	6.00
Ⅲ		10.70	44.78	6	5.32	7.35	26.48	202.08	80.43	21.09	33.42	26.39
Ⅳ		293.90	31.44	4	3.84	18.20	22.13	27.08	28.59	13.90	24.81	17.00
Ⅴ		315.90	58.71	6	5.35	7.69	25.81	52.02	50.99	28.53	38.38	39.44
Ⅵ		28.31	53.30	6	5.56	11.36	20.76	178.07	64.58	20.04	28.85	33.85
平均		339.45	44.97	5.67	5.34	7.52	26.13	25.08	71.66	20.89	33.04	25.54
Ⅰ	现代地理坐标系	18.39	50.45	6	5.96	112.51	6.34	184.10	73.54	5.72	8.52	31.19
Ⅱ		340.22	23.76	6	5.97	196.85	4.79	347.19	66.57	2.73	5.11	12.41
Ⅲ		30.92	62.85	6	5.41	8.41	24.52	158.37	59.72	30.18	38.47	44.27
Ⅳ		315.12	57.12	4	3.85	20.13	20.99	49.18	50.92	22.28	30.57	37.72
Ⅴ		341.91	57.58	6	5.36	7.87	25.47	63.03	70.98	27.35	37.33	38.21
Ⅵ		50.92	23.93	6	5.72	17.60	16.42	207.67	40.34	9.37	17.54	12.51
平均		4.91	51.20	5.67	5.33	7.46	26.26	151.20	83.46	24.12	35.59	31.88

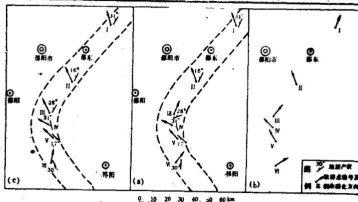


图5　中泥盆统跳马涧组砂岩平均剩余磁偏角方向分布图

点外基本一致，而倾斜改正后的磁化方向则相当分散。这一特点给我们以启示，本区中泥盆统岩石在其获得原生剩磁时弧形构造的轮廓业已存在，也就是说，中泥盆统跳马涧组砂岩是在已经形成了弧形构造格架的基础上沉积、成岩并进行磁化的。

得出上述结论可以有两种原因，一种是测量所获得平均剩磁方向并不是泥盆纪时磁化的结果，而是印支运动或者燕山运动对中泥盆统岩石重磁化改造的产物；另一种是中泥盆统岩石沉积时弧形构造格架即已存在，它控制着中泥盆统沉积相和沉积等厚线的分布。

为了进行检验，我们收集了目前所能得到的华南地区有关泥盆系、三叠系和白垩系的古地磁资料如下（表2及图6）。进行比较后可见，本区中泥盆统岩石古纬度（26°N）和古磁极位置（25°E，72°N）与作者于1984年对桂北另一个弧形构造所获得中泥盆统古纬度（33°N）和古磁极位置（55°E、73°N）很接近。但与邢玉获等在粤北和林金录在浙江的成果却不同。作者认为，这种不同可能是在中泥盆世时粤北、浙江与湘中尚未构成统一的地块的缘故。根据表2及图6中所列举的三叠纪和白垩纪的古地磁资料，可见它们与本区中泥盆世的特征磁化参数都有较大的差别，因此可以表明本区中泥盆统的平均剩余磁化方向不象是由印支运动或燕山运动引起的重磁化的结果，而是中泥盆世时获得的原生剩余磁化的产物。这样，从一个侧面初步否定了弧形构造是印支期形成的推论。当然，这并不是否定印支运动在形成弧形构造中的作用。毫无疑问，印支运动使弧形构造的弧度增大，内部结构更加复杂。为了探讨这个问题，我们从弧形拉平后的状态出发，逐级将弧度增大至现代的弧度，分别求出不同弧度时各点的剩磁偏角，计算出同一弧度中各点的平均剩磁偏角和均方差。然后对比不同弧度的均方差值，其最小值所对应的弧度，代表了沉积时的弧度。也就是说，在理想情况下，随着弧度的增大，均方差呈现从大变小再变大的有规律的变化。

表2　　华南地区有关地质时代古地磁资料

时代	样品产地	磁偏角 D（度）	磁倾角 I（度）	精确度 K（度）	置信圆 α_{95}（度）	古磁纬度 $\varphi_古$（度）	古地磁极位置		资料来源
							纬度	经度	
泥盆系	祁阳（D_2）	339.5	45.0	7.5	26.1	25.5	71.7	25.1	本文
	桂北（D_2）	343.5	52.6	4.3	41.7	33.2	73.0	55.1	同上
	粤北地区	8.0	30.6		1.4	16.5	78.9	249.4	邢玉获等(1979)
	广东英德乐昌地区(D_2)	20.4	26.3	6.3	19.8	13.9	68.0	228.6	邢玉获(1983)
	广东高要四会清远(D_2)	76.8	63.1	5.1	25.3	44.5	25.4	162.9	同上
	浙江	351.9	7.0	54	9.2	3.5	62.1	317.7	林金录(1984)
三叠系	贵洲	215.7	−26.1		5.7	−13.8	54.6	209.7	林金录(1984)
	四川(T_1)	36.8	−14.4		3.5	−7.3	−48.8	38.7	马醒华等
	粤北地区	355.5	13.9		1.7	7.1	71.6	307.3	邢玉获等(1979)
白垩系	粤北地区	6.0	36.2		1.0	20.1	82.6	244.6	邢玉获等(1979)
	浙江(K_1)	6.8	42.9	30.2	11.2	24.9	82.3	247.2	林金录(1984)
	广东河源	28.2	62.9	121.5	7.0	42.0	60.1	159.0	李华梅等(1963)
	湖北宜昌	20.0	64.0		8.3	45.7	68.0	151.0	同上
	云南一平浪一禄丰	33.0	45.0		18.6	26.6	60.0	186.0	同上

为了计算方便，将弧度用弧两翼两切线交角的大小表示，现将祁阳弧不同弧度时的各采点剩磁偏角，平均剩磁偏角、均方差资料整理列于表3。

从表3可以看出，交角为130°左右时的均方差最小，此乃是中泥盆世跳马涧期时弧形原始产状。

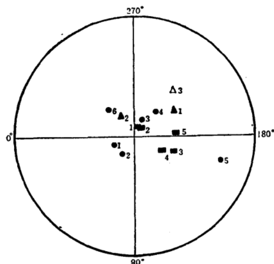


图6　华南地区有关地质时代古地磁极位置

●1. 祁阳（25°E，72°N）　■1. 粤北（极移曲线）（245°E，83°N）　▲华南（林金录）T_2（210°E，55°N）
●2. 桂北（55°E，73°N）　■2. 华南（林金录）K_1（247°E，82°N）　▲2粤北极移 T_1（307°E，72°N）
●3. 粤北（249°E，79°N）　■3. 广东（K）（159°E，60°N）　△3. 扬子（马醒华）（T_1）（39°E，49°S）
●4. 粤北山字型（229°E，68°N）　■4. 湖北（K）（151°E，68°N）
●5. 广东清远"S"型（163°E，25°E）　■. 云南（K）（186°E，60°N）　●6. 浙江（林金录）(318°E，62°N）

表3　　祁阳弧不同弧度时的剩磁偏角资料整理表

弧形两翼切线夹角(度) / 磁偏角(度) / 采点	110	120	130	140	150	160	170	180
Ⅰ	343.39	348.39	353.39	358.39	3.39	8.39	13.39	18.39
Ⅱ	324.40	326.66	328.92	331.18	333.44	335.70	337.96	340.22
Ⅲ	25.67	26.42	27.17	27.92	28.67	29.42	30.17	30.92
Ⅳ	312.32	312.72	313.12	313.52	313.92	314.32	314.72	315.12
Ⅴ	339.11	339.51	339.91	340.31	340.71	341.11	341.51	341.91
Ⅵ	41.82	43.12	44.42	45.72	47.02	48.32	49.62	50.92
平　均	351.12	352.80	354.49	356.17	357.86	359.54	1.22	2.91
均方差	15.73	15.68	15.67	15.70	15.77	15.88	16.02	16.18

四、祁阳弧构造演化史

根据古地磁资料，结合其他有关资料，对祁阳弧的形成与演化可有一较为完整的认识。

加里东运动，区域应力为南北向挤压，由于本区有晋宁期基底存在，地壳刚性较强，故在南北挤压应力作用下，除产生东西向褶皱外，还产生北东向和北西向一对共轭剪切断裂。这对共轭剪切断裂，在晚古生代沉积时继续活动，但其性质转为张性，在它们的联合作用下，控制了弧形相带和弧形等厚线的形成。根据剩磁偏角均方差计算对比，得知此时弧形构造的原始弧两翼切线交角为130°±。印支运动，本区遭受自东而西的侧向挤压，使盖层向西

滑动。在此过程中，北东向和北西向这对交叉基底断裂，起着砥柱面的作用，即两条断裂所组成的“v”形断面限制盖层的滑动并改变其滑动方向。在弧顶部分，局部应力仍为东西向挤压并继续向西滑动；南、北两翼由于受阻于基底“v”形断面而应力集中，北翼产生北西、南东向，南翼产生北东、南西向局部挤压应力。这样，导致了弧形构造复杂化并使弧度加大，由原始弧度变至今日所见之弧度。关于基底断裂对盖层弧形构造形成的控制作用，蒋炳铨也有类似的认识，并做了模拟实验加以验证[4]。印支运动以后弧形构造基本定型，燕山和喜山运动只是使其更复杂化而已。

本文仅为运用古地磁方法研究板内形变的一次尝试，由于资料不足，水平有限，错误之处在此难免，敬请指正。在此过程中，刘国敬同志帮助完成全部测试工作；测试过程得到地质力学所马醒华同志的热情帮助；在恢复不同弧度剩磁偏角的运算中，董月华同志、林秀伦同志给以大力帮助。均在此深表谢意。

参考文献

〔1〕林潜、邢玉荻，1983，粤北山字型构造体系的古地磁研究，地质学报，第一期。
〔2〕蒋炳铨，1981，黔滇桂“x”型格状断裂对弧形构造、山字型构造的控制，构造地质论丛（一），地质出版社。
〔3〕林潜、邢玉荻，1978，粤北地区古地磁极移动曲线。
〔4〕林潜，1983，广东高要一四会一清远古生代地层“s”型挠曲的古地磁研究。
〔5〕马醒华、张正坤，1983，四川峨眉，山西太原地区二叠纪的古地磁特征及其地质意义，中国地质科学研究院对外交流文集。
〔6〕李存悌、李华梅等，1963，华南中、新生代红层古地磁研究的初步结果。

THE PALEOMAGNETISM RESEARCH ON EVOLUTION FEATURE OF THE QIYANG ARC IN CENTRAL HUNAN

Zhu Hong　Yang Weiran　He Huizhi　Zhang Wangsheng

Abstract

A spectacular structure in central Hunan is the Qiyang arc that is sticked towards west. The arc was closely associated with sedimentary ore deposits, and controlled the sediment thickness of the Tiaomajian formation (middle Devonian), as well as the lithofacies distribution of the Qiziqiao formation and the Shetianqiao formation (late Devonian). The facies bands were suddenly changed along a synsedimentary fault. We didn't know whether the arc fault (or intersect :aults) controlled the arc facies bands, or the south-northern fault controlled the south-northern facies zone which became arched later by east-western pressure. We have researched this problem with paleogeography method, and took samples in the same iron-sandstone layer within the Tiaomajian formation at different structure parts of the Qiyang arc to measure the paleomagnetism

of them. We used a method of progressively decrensing paleomagnetism with heat and got a good result. The reault was arranged by a statistics method found by R. Fisher, to get parameters of each place sampled(table 1). We have compared them with the magnetism in Devonian, Triassic and Cretaceous systems in southern China(table 2). The result indicates that the framework of the arc structure had existed when primarily remnant magnetism was got here within sandstone of the Tiaomajian formatim Thus the deduction was negatived that the Qiyang arc formed in Indo-Sinian period. The remnant magnetic declination and the average square difference at every point with different radian were separately calculated to discuss how Indo - Sinian movement influenced upon the arc structure (table 3). Table 3 shows that the crossed angle of two tangents on two limbs of the arc is 140, and the average square difference is the least when the intersected angle is 130. Then, according to the paleomagnetism and other data, we could get a more complete realization about the formation of the Qiyang arc. In Caledonian movement the regional stress field was south-northern compressive, and formed conjugate faults whose strikes were north-eastern and north-western, but extensional in late Paleozoic era, and controlled the facies zone, and the intersected angle of two tangents on two limbs of the arc was 130. In Indo-Sinian movement they were undergone a inclined compressim from east to west and the arc structure became complicated, and the curvature increased as big as now it is . After Indo-Sinian movement the arc structure was basically formed. Yanshanian movement and Himalayan orogeny only made it more complex.

湘桂地区晚泥盆世早期构造古地理及台间海槽的演化模式

王 良 忱

湘桂中、东部地区位于扬子准地台与华南加里东地槽之间的过渡地带。加里东运动使该地区褶皱固结，并与扬子准地台连结在一起进入地台发展阶段。但在晚古生代该地区仍较扬子准地台及世界上其他典型地台具有较大的活动性，主要表现为沉积厚度变化大，岩相分异明显。其古地理面貌以巨厚的富含浅水底栖生物群的碳酸盐台地与厚度相对较小的富含浮游生物的泥灰质、硅质沉积的海槽相间分布为特色。这种海槽，作者称为台间海槽(inter-platform trough)。众所周知的泥盆纪南丹型与象州型、下二叠统的茅口组与当冲组、上二叠统的大隆组与长兴组等同时异相的地层类型就是这种岩相古地理格局的反映。这种台地与台间海槽相间的沉积环境对许多重要沉积矿床(铁、锰、磷等)、层控矿床(铜、铅、锌等)以及油气和煤等可燃性有机矿床的形成和分布规律具有重要的控制作用。因此，深入研究并揭示这种台地与台间海槽的成因及其演化规律具有很大的实际意义。

近年来许多研究者曾从不同方面对上述课题进行过探讨，并认识到这种台地与台间海槽相间的古地理格局是受基底构造的控制（曾学思，1980；钟大赉等，1983；沈德祺等，1983；关士聪等，1980；1983）。作者在1979—1980年研究湘中泥盆系时，也曾对此问题进行过专门论述[1]，曾提出过加里东期末古构造的基本格架是断块构造，以北东（主要的）及北西向两组断裂及其所切割的断块控制了泥盆纪的这种岩相分异和古地理轮廓。尽管这种认识已被许多人先后提出过，但在一些具体问题上还有不同的理解。如对基底构造的具体特点以及基底构造怎样控制泥盆纪的岩相分布和古地理轮廓尚缺乏更深入的认识。关于前者在郭颖和杨巍然（1985）的文章中有专门的论述[2]。本文则着重从沉积学的角度对后者进行讨论。文内所提出的主要论据是作者多年来在湖南及广西野外调查时所取得的资料。在编制晚泥盆世早期构造古地理图时，参阅了湖南、广西等1:20万区域地质测量报告。

一、泥盆纪古地理概况

泥盆纪海侵是在加里东运动后开始的。钦防地区晚志留世防城组与早泥盆世钦州组连续沉积，皆为含笔石页岩及砂页岩相(汪啸凤，1978)。该地区未发生过加里东造山运动，仍保留着残留海槽。泥盆纪开始海侵时，这个海槽就成为湘桂地区海侵的主要通道。

加里东运动后期湘桂地区断裂活动强烈，以北东及北西向两组断裂为主将褶皱基底又切

1）王良忱、1982，湖南加里东末的古构造及其对泥盆纪棋梓桥期至佘田桥期岩相古地理的控制，武汉地质学院第十届科学报告会论文集。

2）见本文集。

割成许多大小不等的菱形断块，构成向北逐渐增高的阶梯状剥蚀地形。泥盆纪的海侵从早泥盆世开始，从南向北逐渐扩大。在桂北地区，由于受到雪峰—武陵断块隆起的阻挡，海侵分为两支分别沿两组断裂向北东和北西方向扩展，形成湘、粤、赣和黔桂两个海域。中泥盆世晚期和晚泥盆世早期为海侵最大时期，到晚泥盆世晚期有一次小的海退。整个泥盆纪经历了一个从海侵到海退的完整旋回。

泥盆纪的岩相随着海侵的发展而有规律的变化。在海侵过程中，海侵的前锋侵蚀作用强烈，往往形成一个宽窄不一的陆源碎屑沉积的滨岸相带（莲花山组、跳马涧组、岳麓山组等）。在远离岸线的广大浅水海域，则呈现出大面积的清水碳酸盐沉积区。随着海侵的不断扩大和岸线的迁移，同相地层的层位也沿海侵方向逐渐升高、表现出明显的穿时现象。

泥盆纪时岩相分异非常明显，最具特色的是浅水碳酸盐沉积相与深水泥灰质、硅质沉积相两极分化。两类沉积相变化很快，往往仅在数百米的距离内就发生急剧的变化，浅水灰岩迅速变为深水泥灰岩及硅质岩。生物组合也从浅水底栖的珊瑚、层孔虫、腕足类组合过渡为浮游的菊石、竹节石组合。有的地区二者之间还可以分出台地边缘斜坡相带。这种岩相的分异在晚泥盆世最为明显。下面以晚泥盆世早期（相当于佘田桥期）的岩相古地理为例来说明各相带的基本特点及其相互关系。

二、晚泥盆世早期岩相古地理的基本特点

湘桂地区在晚泥盆世早期海侵达到最大范围，岩相类型繁多，分异明显，岩相古地理格局最具代表性。该期地层在湖南统称为佘田桥组（习惯上包括碳酸盐岩相和泥灰岩与硅质岩相，按照地层规范确定的岩石地层单位命名原则，佘田桥组应该仅代表深水相区的地层单位，灰岩相区则应另建新的地层单位），在广西主要指融县组和榴江组的下部地层。它们都为同时异相关系。

湘桂地区晚泥盆世早期的沉积环境可以分为三类沉积区（图1）：近古陆剥蚀区为陆源碎屑沉积的滨海带；广大的浅水海域为碳酸盐台地；介于碳酸盐台地之间的为泥灰质和硅质沉积的深水台间海槽。

1．陆源碎屑滨海带：主要分布在江南古陆南缘的湘北地区。桂北、湘赣交界地区也有小面积的分布。主要岩性为石英砂岩、长石石英砂岩及页岩。局部地区砾岩发育。常见有鲕状赤铁矿类层，交错层理发育，常含腕足类、腹足类、鱼类及植物化石。该相带随海岸地形的不同而有所变化。桂北地区由于雪峰山断块隆起而形成较为陡峭的剥蚀海岸，相带发育较窄，仅以底砾岩形式保留有砂砾质滨岸沉积。湘北地区北部为湘鄂剥蚀平原或波状起伏的平缓丘陵区、岸线较为平直，坡度平缓，发育了较宽的相带，从北向南依次出现砂质、砂泥质及泥质和泥灰质几个相带。东面可能存在有供给大量陆源物质的河口，泥砂淤积较多，呈现出陆源物质由北向南逐渐减少变细的趋势，反映出陆源碎屑海岸向清水碳酸盐浅海沉积过渡的岩相变化。

2．碳酸盐台地相带：该相带遍布整个湘桂地区，为分布面积最广的相带。它包括局限台地相、开阔台地相及台地边缘相。几乎一般台地上所见的大部分典型相和微相类型，在该地区都有所发现。其中尤为常见的沉积环境有碳酸盐潮坪、各种粒屑滩（骨屑滩、鲕粒滩、核形石滩等）、泻湖、潮下浅海等。岩石类型繁多，常见的有白云岩、隐藻灰岩、藻屑灰岩、

鲕粒灰岩、核形石灰岩、生屑灰岩、含生屑泥晶灰岩以及珊瑚和层孔虫骨架岩。生物化石以层孔虫、珊瑚、腕足及各种藻类为主，也含有少量的海百合茎、苔藓、介形类化石，它们组成浅水底栖生物组合。生物礁相也有发现，但不如棋梓桥期发育。

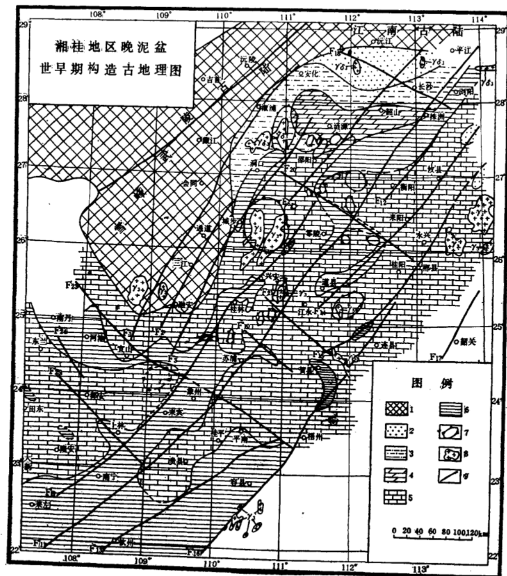


图1　湘桂地区晚泥盆世早期构造古地理图

1. 古陆剥蚀区　2. 滨岸砂质沉积　3. 滨浅海砂泥质沉积　4. 浅海泥灰质沉积　5. 浅水台地碳酸盐沉积　6. 深水台间海槽泥质、泥灰质及硅质沉积　7. 加里东期基底穹窿构造　8. 前泥盆纪中、酸性侵入岩体（γ_2-雪峰期花岗岩　γ_3-加里东期花岗岩　$\gamma\delta_3$-加里东期花岗闪长岩）　9. 基底断裂带

碳酸盐台地相带出露最广，规律最大，是由许多大小不等（从数百平方公里到数万平方公里）形状不一的台地相互连接形成巨大碳酸盐建隆（Carbonate buildup）的联合体，或可称为复合台地（Complex carbonate platform）。厚度一般较大(约数百米或更大)。按其所在的地理位置可分别命名为湘中、衡阳、湘南—湘西南、桂北、架桥岭、桂东、桂中—桂西等复合台地。

3．台间海槽带：大致相当于J.L．威尔逊综合相模式中的第一、二、三、四相带，包括海槽盆地和斜坡两类环境。该相带为位于大型碳酸盐台地之间呈狭窄带状延伸的深水相区。宽度数公里至数十公里，长达数十公里至数百公里。总的延伸趋势一般与北西向及北东向两组基底断裂平行，明显受古构造控制。台间海槽中有两类沉积。第一类为原地沉积。它们主要是由海水中的悬浮物质（陆源泥和碳酸盐微晶颗粒）、浮游生物的骨骼和碎屑以及海洋化学物质（铁、锰、磷、硅等）堆积而成。这类沉积主要形成各种暗色的泥岩、泥灰岩、结核状灰岩（或扁豆状灰岩、瘤状灰岩、透镜状灰岩等）、条带状灰岩（实际上为薄层状泥灰岩与泥质岩互层）、硅质页岩和硅质岩。岩石普遍呈灰黑色或黑色，富含炭质，常具细分散状黄铁矿微粒。在桂中、桂南地区常夹有锰质、磷质岩，局部形成大、中型工业矿层。沉积构造以毫米级纹层状水平层理为主。贫底栖生物，富含竹节石、菊石等浮游生物化石。显然它们代表深水滞流环境的沉积。第二类为异地沉积物。主要是由于台地边缘礁滩的崩落和水下斜坡上部沉积物的滑塌而形成的各种线源块体搬运沉积物（碳酸盐滑移体、各种砂砾质碎屑流和浊流沉积物）。有关这类沉积的详细情况另有专文论述[1]，本文不再赘述。这类沉积是边缘斜坡环境的典型产物，但它们可以在重力作用下向下一直延伸到台间海槽的轴部地带，呈规模不等的透镜体或似层状夹于原地深水沉积层内。

上述各类相带在空间分布上与基底构造有着密切的联系。陆源碎屑滨岸带主要分布在由强烈上升的基底断块隆起所构成的古陆剥蚀区的边缘。广大的湘桂浅海水域则为碳酸盐台地发育地区。台地多呈块状与次级断隆、穹窿以及前泥盆纪的中酸性侵入体的分布一致。而台间海槽则均呈狭窄的带状介于台地之间，并沿基底断裂带和下陷的断坳或地堑的延伸方向展布。台间海槽与台地成条条块块相互交错分布的古地理格局，明显受基底断块构造所控制。

三、莲塘台间海槽及其相邻台地的历史剖析

综上所述，基底构造控制了泥盆纪古地理的基本轮廓和岩相分布。构成台地与台间海槽相间分布的基础。但在这个基础上，台地和台间海槽具体又是怎样发育起来的呢？为了探讨这个问题，作者曾先后对湘中五峰铺—佘田桥台间海槽、湘南莲塘—宁远台间海槽和广西南丹台间海槽进行了野外考查、并对莲塘台间海槽（莲塘—宁远台间海槽北段）及与其相邻的台地进行了重点解剖。通过在莲塘地区详细的地质填图及横过海槽按时代顺序系统地测制地层剖面和相分析，对该台间海槽及相邻台地的岩相特点和历史演化有了较详细的了解。

莲塘—宁远台间海槽是介于阳明山台地与泗洲山—九嶷山台地之间的一条狭长海槽。该海槽呈北东—南西向延伸，长达140公里，宽5—40公里，南宽北窄。海槽的分布与攸县—宁远基底断裂一致。两侧台地分别与阴明山和泗洲山—九嶷山两个基底断块隆起位置相当。莲塘台间海槽属于该海槽的北段，位于塔山与泗洲山之间。

1）王良忱．1985．湘南莲塘地区晚泥盆世深水碳酸盐块体搬运沉积物的特点及沉积环境模式（待刊）。

莲塘台间海槽和相邻台地的岩相发育及其历史演化与湘桂地区泥盆纪的海侵历史是协调一致的。但由于基底构造不同，而有不同的经历和特点。在早泥盆世至中泥盆世早期（相当于广义的跳马涧期）及晚泥盆世后期（锡矿山期），也即泥盆纪海侵的初期和末期，台地区和台间海槽区均表现为浅水滨岸环境。而在其间的棋梓桥期和余田桥期，也即海侵最大时期，二者岩相发育截然不同。实际上，台地和台间海槽的分异主要出现在这个阶段。

两侧台地在泥盆纪时岩相类型有极大的相似性，可以划分为滨海带陆源碎屑沉积相组合及浅水台地碳酸盐沉积相组合。滨海带陆源碎屑沉积相组合主要发育在泥盆纪海侵初期及晚泥盆世海退期。前者代表地层为跳马涧组，后者呈夹层出现在锡矿山组灰岩之间。棋梓桥组、余田桥组和大部锡矿山组皆为浅水碳酸盐沉积相组合。滨海带陆源碎屑沉积相组合为一套由石英砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩以及泥岩等组成的，具有向上变细层序特点的潮坪沉积。砂岩中交错层理发育，常见有各种海滩交错层理、潮汐层理、再作用面以及波痕等层面构造。生物化石主要为植物和鱼类碎片。根据典型相标志的组合和层序特点，进一步可以区分出高潮坪、中潮坪、低潮坪、前滨—陆棚浅海过渡带等类型。整个剖面自下而上又表现出从高潮坪为主的旋回向低潮坪为主的旋回和过渡带的逐渐演化，反映出跳马涧组是一个海水不断加深的海进层序。

浅水碳酸盐台地相组合地层包括整个棋梓桥组，余田桥组和大部分锡矿山组。根据岩性特点、沉积构造、生物化石组合以及层序变化，可以进一步划分出潮上带、潮间带、潮下带和开阔海台地，生物层礁及粒屑滩等相类型。其中以潮坪沉积最为发育。潮上带多为厚层状白云岩或藻层纹白云质灰岩。潮间带为含藻屑白云质灰岩和灰岩，潮下带为含有半球状层孔虫、珊瑚等的生屑灰岩，三者在剖面上常形成向上变浅的潮积岩层序。开阔海台地为含大量头足类（主要为鹦鹉螺类）、腕足类、珊瑚等化石的泥晶灰岩(图版Ⅰ，图3)。生物层礁主要由块状层孔虫及珊瑚等组成骨架岩，常具生物包裹构造（图版Ⅰ，图7）。但厚度不大，一般不超过5米，而横向延伸很远，呈似层状。常见的粒屑滩主要为鲕粒滩及核形石滩，它们分别出现在台地的不同能量带内，主要发育在锡矿山组地层中。以上各种相类型在剖面上交互组合，构成厚达千余米的浅水碳酸盐岩地层。它们是在泥盆纪海侵不断扩大的过程中，随着海面不断升高而迅速向上建筑的碳酸盐加积作用形成的。锡矿山组碳酸盐层内滨海带陆源碎屑沉积层的出现，代表晚泥盆世末的一次海退，从而结束了台地的继续生长。

台间海槽内岩相发育特点与台地迥然不同，无论在横向上或剖面上，相变都很大，反映出台间海槽内沉积环境的多变性及海槽地带基底的不稳定性。台间海槽的泥盆系自下而上可以划分出以下一些类型：

1. 滨海带陆源碎屑相组合：主要代表为跳马涧组，其岩相、沉积构造及生物组合特征与台地相区基本相似。

2. 局限浅海泥质及泥灰质沉积相组合：为泥岩或页岩及泥灰岩，瘤状灰岩，含腹足、双壳化石，具水平层理，常含炭质。主要发育在棋梓桥组底部。

3. 深水含竹节石泥灰岩相组合：灰黑色薄层状泥灰岩及泥质灰岩，具毫米纹层水平层理，大量竹节石沿层面杂乱堆积，缺少底栖生物化石。主要发育在棋梓桥组。

4. 深水泥质及硅质岩相组合：为灰黑色薄层页岩、硅质页岩及硅质岩组合（图版Ⅰ，图4）。下部为页岩与硅质岩互层，向上泥质含量减少、逐渐变为硅质层，普遍具毫米级及厘米级水平纹层。硅质岩中常含有灰岩透镜体或结核（图版Ⅰ，图5），未见生物化石，岩

石内常含黄铁矿微粒。它们代表深水滞流非补偿环境沉积。该组合发育于佘田桥组的下部。

5．结核状灰岩相：灰黑色厚层含泥质灰岩结核或扁豆体的泥灰岩（图版Ⅰ，图8）。结核呈短轴透镜体状，成分及结构与围岩相似，所不同的仅在于钙质含量较高而与围岩有所区别，界线渐变。“结核”平行层理断续排列，向上与条带状灰岩过渡。关于这类灰岩成因尚有争议。根据本地区该岩层的特点及其与上、下岩层的相序关系，推测这些结核可能是在方解石溶跃层的深度内薄层灰泥遭受海底溶解作用而形成的残留物。代表下部斜坡至海槽边缘深水环境的沉积。该相类型层位较固定，出现在硅质岩相组合之上。

6．条带状泥质灰岩相组合：为灰黑色薄层泥质灰岩和泥灰岩互层，条带一般厚约数毫米至数厘米。由于灰质含量多少不同而显示深浅不同的条带状构造，未见生物化石。该组合出现在佘田桥组，为海槽边缘斜坡环境的沉积。

7．碳酸盐块体搬运沉积相组合[1]，为边缘斜坡地带未固结或半固结的沉积物在重力作用下发生崩塌、滑移和流动而形成的一种异地碳酸盐沉积体。包括一些重力滑移体、碳酸盐砾质碎屑流沉积物（图版Ⅰ，图5、6、9）和碳酸盐浊积岩。它们均呈规模不等的透镜状或似层状夹层出现在条带状灰岩和结核状灰岩之间。

8．深浅海泥灰岩相组合：深灰色风化成土黄色薄层泥质岩，水平层理，化石稀少，偶含腕足、海百合茎等生物碎屑。主要发育在佘田桥组上部。

9．开阔浅海含头足类灰岩相组合（图版Ⅰ，图8）：为中厚层浅灰色微晶灰岩夹薄层状灰岩，灰岩中富含头足类化石，主要为直壳形及各种旋卷形壳的鹦鹉螺类，直壳形壳偶见定向排列，大部分则为杂乱分布。薄层灰岩夹层中多含薄壳小腕足类，为开阔浅海沉积。分布在佘田桥组的上部。

10．潮坪碳酸盐相组合：包括潮下带含生屑灰岩和核形石灰岩，潮间带含叠层石藻屑灰岩（图版Ⅰ，图2）白云质灰岩和含腹足藻屑灰岩，以及潮上白云岩。主要出现在锡矿山组。

11．滨岸陆源碎屑岩相组合：为石英砂岩及粉砂岩，出现在锡矿山组。

上述各沉积相在剖面上连续过渡，自下而上表现出从浅到深，又从深到浅的沉积序列，反映了泥盆纪时台间海槽同样经历了从海侵到海退的完整沉积旋回。各类岩相在横过海槽方向迅速相变，而平行海槽走向，岩相比较稳定。

对比台地与台间海槽岩相特点及其垂向变化，可以发现两类相区在沉积速度与基底下沉速度相关性方面表现出明显的差别。台地相区在泥盆纪不同阶段，尽管岩相类型不同，但却始终表现为浅水环境。其沉积厚度可达1842米（其中碳酸盐层厚1612米）。这表明台地相区的沉积速度与基底下沉速度处于均衡补偿状态。如果不考虑沉积物的压实作用，该地区的岩层总厚度基本上可代表下沉幅度。而在台间海槽相区则经历了一个从浅水→深水→浅水的沉积旋回，其中深水沉积地层在剖面中占据着绝对优势，而岩层总厚度却不过几百米。这表明该地区在大部分时间内处于物质供应不足的非补偿状态。两类相区在沉积速度与基底下沉速度相关方面的这种差异主要发生在海侵持续扩大时期。在跳马涧期，两相区地形差异不大，均为滨岸浅水环境。棋梓桥期和佘田桥期，随着海侵的不断扩大、海平面的逐渐升高，两相区的地形和岩相分异也愈加显著。从海侵最大的佘田桥期开始，地形分异达到极点，大量重力滑塌和重力流沉积物的形成是明显的证明。而到锡矿山期，陆源碎屑滨岸沉积层的再次出现

1）王良忱，1985，湖南莲塘地区晚泥盆世深水碳酸盐块体搬运沉积物的特点及沉积模式（待刊）。

代表泥盆纪末的一次海退，两相区地形又趋向平缓，岩相差异消失。显然，在海侵持续过程中，碳酸盐沉积作用在不同地带堆积速度的不均一性是形成台地与台间海槽分异的重要原因。

四、台地与台间海槽相间格局的成因与演化模式

加里东基底断块构造的性质及其所构成的古地貌特点是浅水台地与深水台间海槽发生的前提条件。在起伏不平的古地貌基础上，由于海侵的持续扩大而引起碳酸盐沉积在空间发育的不均一性，是台地和台间海槽形成和发展的直接原因。基底构造的不均一性及可能引起的差异沉降作用和基底断裂的再活动对台地和台间海槽的分化或许也有更重要的影响。

湘桂地区加里东基底构造的不均一性以及其活动的差异性在地貌上必然表现出起伏不平的变化。泥盆纪海侵就是在这种起伏不平的断块丘陵地形上开始的。在一些断块隆起、穹窿、侵入岩体以及抬升的断崖等地带多表现为正地形。"碳酸盐岩的生成对于任何先前存在的高地都是敏感的，不管它们是地貌的还是构造的。"(J.L. 威尔逊，1975)。当海侵时，碳酸盐沉积首先从这些地带开始发生。碳酸盐沉积与陆源碎屑沉积的一个重大区别在于在适合的条件下它具有迅速向上建筑和向海推进的强大生命力（尤其是有大量造礁生物繁殖时）。因此，当海侵持续扩大时，随着海平面的不断升高，围绕着这些构造高地碳酸盐向上加积作用将迅速进行而发育成碳酸盐台地。台地边缘生物礁的发育极大地加强了这种作用。与此同时，在相邻的构造上处于不稳定的断裂带、下降的地堑以及其它构造凹地则因周围台地高筑切断了沉积物的供给，因而形成欠补偿的台间深水海槽。海侵的持续及基底差异运动的增强将加速台地和台间海槽的分异。台地与台间海槽在地形上的变化导致边坡变陡、重力滑塌和重力流沉积的发生。重力流沉积物向海槽内大量倾泻又将改变其欠补偿状态。加之海侵的停止及海退的发生，海平面从上升转为下降，将引起碳酸盐向上加积速度的减缓、停止，逐渐被向海槽推进的侧向加积作用所代替。这时台地将迅速向海推进。相邻台地相向推进的结果，最终必将导致台间海槽的封闭和消失。现代巴哈马地区碳酸盐台地与海槽的相间格局和岩相分布特点（Nullins, H.T. 和 Neumann, A.C., 1979; Schlager W. 和 Chermak A. 1979）与湘桂地区泥盆纪古地理面貌有一定的相似性，似可作为其现代模拟代表。

据上述分析，作者认为湘桂地区泥盆纪时台地与台间海槽相间格局的形成和发展历史可分为四个阶段（图2）：

1. 前期：指台地和台间海槽形成前时期，海侵开始地面夷平形成起伏不大的多岛的陆棚浅海，基底断块隆起、穹窿、断层崖、中酸性侵入岩体等地区常表现为高地和岩岛。陆源碎屑沉积发育。主要出现在早泥盆世至中泥盆世早期。

2. 雏型期：随着海侵扩大，岸线北移，大部分岩岛，高地被淹没，陆源碎屑供给减少，陆源碎屑滨浅海环境被清水陆表海环境代替、被淹没的断块隆起、穹窿、断层崖、侵入岩岛等转变为水下高地和浅滩，成为碳酸盐首先沉积的最有利的场所，并以此为核心形成碳酸盐岩缓坡——台地雏形。缓坡之间则为潮下浅水海湾或盆地。其时间一般是在中泥盆世。

3. 形成期：这是台地与台间海槽迅速发育时期。由于海侵迅速扩大以及基底断裂的再活动而引起的基底断块差异升降作用的加强，在海平面持续升高的情况下，碳酸盐缓坡迅速向上建筑并形成巨厚的碳酸盐台地。台地间的浅水盆地也不断加深而形成欠补偿的滞留还原的深水海槽，其中沉积了灰黑色泥质、泥灰质及硅质深水沉积物。这一时期的早期造礁生物

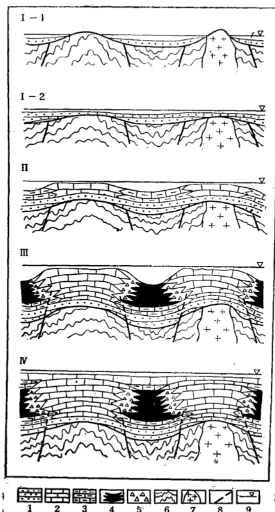


图2　碳酸盐台地与台间海槽演化模式：
I—1，2：前期　II：雏形期　III：形成期　IV：台间海槽充填封闭期
1．滨岸陆缘碎屑沉积　2．浅水台地碳酸盐沉积　3．潮下、滞留浅海泥灰质沉积　4．深水台间海槽泥质、泥灰质及硅质沉积　5．台地斜坡碳酸盐块体搬运沉积（包括重力滑移体及各种重力流沉积）　6．加里东褶皱基底　7．前泥盆纪中酸性侵入体　8．基底断裂　9．古海平面

（主要为层孔虫、珊瑚）大量繁殖，台地边缘生物礁极为发育。而到后期由于台地不断增高，台间海槽不断加深，边坡坡度迅速增大，在基底断裂再活动或暴风浪等因素触发下，常导致边滩及礁体的崩塌和上部斜坡未固结或半固结的灰泥沉积物发生水下滑坡，并产生大规模的重力滑移和重力流沉积物。这时台地向上建筑和重力流沉积物向海槽内充填频繁交替。相变极为复杂。形成期发生的变化大致在中泥盆世晚期至晚泥盆世早期，在广西可能一直延续至早石炭世。

4．海槽封闭期：该时期发生普遍的基底上升和区域性海退，海平面的下降减缓并终止了台地向上的加积作用。侧向加积造成台地向海槽推进，使台间海槽收缩或完全封闭。各地区因海退发生时间的早晚不同，所以各个地区的海槽封闭时间也不同。在湘中、湘南一般在晚泥盆世后期（锡矿山期），桂北在早石炭世后期，而桂南及桂西南则可延续到早石炭世以后。

结 论

1. 湘桂地区在泥盆纪期间经历了从海侵到海退的一个完整沉积旋回，其沉积古地理的突出特点是浅水碳酸盐台地与深水台间海槽的相间分布。这种岩相古地理格局与许多沉积矿床（Fe、Mn、P等）及层控矿床（Cu、Pb、Zn、Sb等）的分布规律有着密切的联系。

2. 在空间上碳酸盐台地多呈块状与基底断隆、穹窿及前泥盆纪的中酸性侵入体的分布一致；而台间海槽则呈狭窄的带状沿北西及北东向两组基底断裂带和下陷的断坳或地堑的延伸方向展布。这种条条块块的古地理格局明显地受基底的断块构造控制。

3. 在时间上海侵最大时期也是浅水碳酸盐台地与深水台间海槽岩相分异最明显的时期。海侵的持续扩大，海平面的迅速升高是台地与台间海槽形成的直接因素。台地的高筑与海槽的加深是同时进行的。它们是同等级别的岩相分区和古地理单元。

4. 区域性的海退，海平面的降低以及块体搬运沉积物向海槽内的大量充填是海槽封闭的主要因素。不同地区发生海退时间早晚不同，海槽封闭的时间也各异。

5. 基底断裂的再活动在台地与台间海槽相间格局的形成中可能起着重要的作用，但作用的具体特点、过程和表现尚待进一步探讨。

参 考 文 献

〔1〕关士聪、演怀玉、丘东洲等，1980，中国晚元古代至二迭纪海域沉积环境模式探讨，石油与天然气地质，第一卷，第一期。
〔2〕关士聪、演怀玉、丘东洲等，1984，中国海陆变迁海域沉积相与油气，科学出版社。
〔3〕沈德麒、陈耀钦、杨振强，1983，中泥盆世末期湘、桂、粤海域的沉积相古地理特征讨论，地质论评，第29卷，第6期。
〔4〕汪啸风，1978，广西钦州、防城一带晚志留世－早泥盆世地层和笔石群的初步研究，华南泥盆系会议论文集，地质出版社。
〔5〕陈志明等，1983，湘桂中晚泥盆台槽相沉积特征，沉积学报，第一卷，第3期。
〔6〕钟大赉等，1983，浅层构造形成条件和某些构造地质问题的讨论（以分析西南地区构造主要特征为例），张文佑主编断块构造文集，科学出版社。
〔7〕武汉地质学院湖南科研队，1981，湘中地区深层构造与浅成构造关系的探讨，地球科学（武汉地质学院学报），第2期。
〔8〕曾学思，1980，雪峰古陆东南侧中、晚泥盆世沉积模式探讨，石油与天然气地质，第1卷，第二期。
〔9〕Mullins, H. T. and Neumann, A.C., 1979, Deep Carbonate Bank Margin Structure and Sedimentation in Northern Bahamas. in Doyle, L.J.and Pikey, O. H., eds., Geology of Continental Slope. Tulsa, Oklahoma, U. S. A. SEPM Spec, Pub, No. 27. p.165－192.
〔10〕Schlager, W. and Chermak, A., 1979, Sediment Facies of Platform-Basin Transition, Tongue of the Ocean, Bahamas, ditto p. 193－208.
〔11〕Wilson, James, L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History. Springer-verlag Berlin Heidelberg New York.

图 版 说 明

1. 碳酸盐潮坪层序 b-含藻屑泥晶灰岩，上部略具纹层状，潮间带；c-白云岩，潮上带，桂阳欧阳海坳上棋梓桥组；

2. 叠层石白云质灰岩，潮间带，桂阳莲塘猪笼冲，锡矿山组；
3. 含腕足生屑灰岩，开阔台地相，宁远半山，棋梓桥组；
4. 含泥灰质透镜体的薄层含泥质硅质岩，桂阳莲塘，佘田桥组；
5. 块状滑移体内部的滑塌褶皱，泗洲寨唐家院佘田桥组；
6. 具漂浮岩块的碎屑流砾屑灰岩，钢笔左侧为来自上陆坡的条带状灰岩滑塌而形成的漂浮岩块，内部保存有滑塌褶皱，左侧浅色者为来自浅水台地边滩崩塌的岩块，莲塘佘田桥组；
7. 层孔虫与珊瑚组成的骨架灰岩，具生物包裹构造，衡东石峡佘田桥组；
8. 结核状灰岩，桂阳莲塘寨水佘田桥组；
9. 略具正粒序的紊乱砾屑灰岩，底部较大的板状岩片平行层面排列，具冲刷面，上部含有漂浮状的岩块，为碎屑流沉积，莲塘长沙坪北沟，佘田桥组。

PALEOSTRUCTUAL PALEOGEOGRAPHIC OUTLINE AND MODEL OF INTER-PLATFORM TROUGH DEVELOPMENT IN LATE DEVONIAN HUNAN GUANXI AREA

Wang Liangchen

Abstract

Xiang-Gui area had undergone a complete cycle of sedimentation from transgression to regression in Devonian Period.Outstanding characteristic of the sedimentation and paleogeography is the distribution of shallow-water carbonate platform juxtaposed with deep-water inter-platform trough. This characteristic controled the distribution of many mineral deposits such as sedimentary deposits (Fe, Mn, P) , stratabound deposits (Cu, Pb-Zn, Sb) , Coal and petroleum etc.

The difference in characteristic of sedimentation is more distinct and more representative in early late Devonian than in other time. The types of sedimantary facies are various which can be divided into three facial zones: ① the facial zone of terrigenous clastic shorelines; ② the facial zone of shallow-water carbonate environment; ③the facial zone of deep-water interplatform trough.The spatial distribution of those facial zones is controlled by the structure of the basement. The facial zone of terrigenous clastic shorelines are situated mainly along some margins of ancient continents that is formed under strongly elevated basement fault blocks. The facial zones of shallow-water carbonate environment in the form of platform with extensive mass arised in the greater part of Xiang

Gui area. Wherefault block uprised, domes, and intermediate-acidic intrusive bodies had been developed. The facial zones of deepwater inter-platform troughs in the form of narrow and long belt lie between carbonate platforms and extend along the basement fracture zones and graben-type basins.

Liang-Tang inter-platform trough possesses all the typical characteristics of those troughs. This trough extended orientation is identical with Youxian-Ningyuan basement fracture zone, which lies between Yangming Mountain carbonate platform and Sizhou Mountain carbonate platform that both consistent with the position of two fault block uprises or domes respectively. Sedimentatry environments of both platforms have a lots of common during Devoniran Period. The base and the top of them are composed of quartzose sandstones, quartzose siltstones and siltshales with sea-shore cross bedding or tidal bedding. Those represent shoreline envirbnment during the stage of initial transgression and regression. But the middle part of the section is composed of laminated dolomites, algal-clastic limestones, stromatolite limestones, oolitic limestones, and biostromal limestones etc. and bears an association of shallow-water benthonic faunas (for example brachiopoda, coral and stroma-topora etc.). Those represent various shallow-water enviroments including the tidal flat, lagoon, grainbank and organic reef or biostrom above the carbonate platform. The thickness of this section amounts to more than 1800m (about 1600m. of their thickness are consist of carbonate). This case indicates that both platform area had been isostatic compensative shallow-water environment from the begining to the end of the Dovonian Period. However, the section of the adjacent inter-platform trough area consists of only about less than 1000m. thick of the coevel sediments that includes quartzose sandstone, siltstone and siltshale at the base and the top, and dark fine-grained laminated limestone, marlite, siliceous rocks and interbeded coarse-grained mass-transport sediments in the middle part of it. Within some rocks inclusive fossils are deep-water planktonic associaton (such as tentaculites and ammonites). The sequence formed from those rocks records a depositional regime changes from a shoreline to a deep-water to a shoreline environment and represents a starved perched deep-water basin in the main phase of the Devonian Period. Both deepening trough and bulding platform occured at the same time as the greatest transgression in Devonian.

On the basis of the study of basement tectonic feature and depositional history, it is reasonable to speculate that the alternate distribution

of platform and trough in the space presupposes the feature of basement fault block, as well as differential movement between each basement fault block and the rapid rising of sea level are immediate causein forming of the platforms and inter-platform troughs. The evolution history of platform and inter-platform trough may be divided into four phases: ① pre-phase; ② embryonic form phase; ③ mature phase; and ④ closed trough phase.

湖南泥盆纪沉积铁矿的层位及其牙形刺对比

赵　锡　文

作者近几年来在湖南工作时，曾对泥盆纪沉积铁矿的层位问题，搜集到一些牙形刺化石，本文试图根据这些牙形刺化石的鉴定结果，对铁矿的层位作一些探讨。由于时间和水平的限制，文中会有许多不妥之处，希读者指正。

一、前人的研究

湖南泥盆纪沉积铁矿常称为"宁乡式"、"茶陵式"铁矿。它是国内特别是华南著名的沉积类型铁矿，对其层位、沉积环境及成因，前人做了大量的研究工作。

早在1934年王曰伦等调查宁乡一带的铁矿时，他们就发现在铁矿层以上的泥质灰岩中产有大量的腕足类化石，如：*Yunnanella*, *Tenticospirifer* *Hunanospirifer* 等，被认为是锡矿山期的产物。此一结论得到许多人的同意和引用，至目前来看仍然是正确的。同年田奇瑪等在总结湖南铁矿地质时同意宁乡一带的铁矿属锡矿山期，同时认为茶陵一带的铁矿为佘田桥期。解放后，对湘赣交境一带的铁矿做了大量的地质勘探工作。1958年廖士范、黎盛斯等分别对铁矿的层位时代及矿床成因作了研究，认为产铁矿的翻下段因含 *Cyrtospirifer sinensis*, *Spirifer tonkinensis*, *Camarotoechia elliptica*, *Echinoconchus punctatus*, *Eochristites neipentainsis*, *Atrypa* sp., *Productella* 等，而置于佘田桥阶。1963年傅家漠在研究华南宁乡式铁矿的层位及相、成因时也沿袭了这种意见。同年刘亚光提出了新的看法，他发现在铁矿层的上、下有腕足动物 *Yunnanella synplicata*, *Cyrtospirifer sinensis*, *C. subextensus*, *Tenticospirifer tenticulum*, *Camarotoechia* sp., 因而认为翻下段是锡矿山期的。1983年王根贤等发现翻下段以上的荒塘段中产有杜内期的标准化石 *Cystiphrentis kolaohoensis* 而与孟公坳组对比。翻下段中产有 *Caninia dorlodoti*, *Ceriophyllum elengatum* "*Camarotoechia*" *kinlingensis*, *Hunanoproductella hunanensis* *Tenticospirifer vilis* 等，而与湘中地区的邵东组对比，含铁矿的翻下段以下的井冲段，作为锡矿山期的产物。这个结论与本人根据牙形刺化石所作的结论基本一致，所不同的仅是对邵东组时代的认识问题。

二、各剖面牙形刺对比及铁矿层层位

经作者测制并采集化石的剖面共有四条：新化锡矿山、双峰马颈坳、衡东石峡、茶陵潞水。总的看来，牙形刺化石贫乏，保存破碎，只有衡东石峡较好。现将各剖面的情况分别论

述如下。

新化锡矿山是锡矿山组的典型地区，自下而上共分为长龙界段、兔子塘段、玛牯脑段及雪峰山砂岩组。1978年黄大信将雪峰山砂岩组划分为上、下两段，下段以陆相砂页岩为主，产鱼及植物化石，称为欧家冲段，而与五通群对比。上段以海相沉积为主，而与邵东组对比。锡矿山地区的铁矿产在泥塘里段。我们在长龙界段及玛牯脑段中都采到一些牙形刺化石。

玛牯脑段中的牙形刺有*Palmatolepis rhomboidea*, *Hindeodella subtilis*, *Polygnathus semicostayus*, *Icriodus* sp. 其中*Hindeodella subtilis* 可延续于整个晚泥盆世，Rhodes等（1969）甚至还报导本种可产于早石炭世的*Zaphrentis*，带的顶部，因此，这种化石并没有进一步分层的意义。*Palmatolepis rhomboidea* 是法门阶第二带（*Palmatolepis rhomboidea*）的带化石，它有时也可延至第三带（*Palmatolepis marginifera*）的下部。*Polygnathus semicostatus* 时限为*rhomboidea* 带至*costatus* 带下部。所以这两个化石具有精确的地层意义。另外据湖南区测队（1980）在玛牯脑段中产有*Polygnathus nodocostatus*, *Palmatolepis quadratinodosa marginifera* 这些化石在世界各地也大致产于此两带中，因此，含矿层泥塘里段的时代不会晚于第二至第三带。

在长龙界段中，作者也采到少量牙形刺化石，其中包括*Polygnathus xylus*, *Hindeodella subtilis*, *Ozarkodina immersa*，后两种时限很长，可不讨论。*Polygnathus xylus* 是较重要的化石，它从吉维阶的最上部可一直延长至费拉斯阶的*Polygnathus gigas* 带。这样长龙界段可能有一部分是属费拉斯阶的，事实上早在1959年就有人认为它是费拉斯阶的，只是考虑到沉积旋回的情况才勉强放在锡矿山组中。泥塘里段位于长龙界段以上，所以完全可能是法门期的。

结合腕足类的情况看，许汉奎等（1979）曾将锡矿山组的腕足类分为三个组合，由下而上为：① *Yunnanellina hanburgi*—*Cyrtospirifer davidsoni* 组合。② *Yunnanella grandis*—*Tenticospirifer* 组合。③ *Yunnanellina supersynplicata*—*Tenticospirifer triplisinosus* 组合。但"湖南地质志"（初稿）认为②③组合层位不够稳定，而以*Yunnanella hunanensis*—*Hunanospirifer wangi* 组合代之。但对①组合的认识是共同的。在锡矿山地区铁矿层附近产有①组合中的化石*Yunnanellina hanburgi sublata*, *Athyris gurdoni*, *Tenticospirifer vilis*, *Cyrtospirifer* sp.等。因此，综合牙形刺及腕足类化石分析的结果，铁矿层应属法门阶下部，似无疑问。

由新化锡矿山向东至双峰马颈坳，在铁矿层（实际是含铁矿岩）之上，采集到少量牙形刺，计有*Icriodus costatus*, *Hindeodella subtilis*, *Ozarkodina* sp. 其中较有意义的是*Icriodus costatus* 它分布于整个法门阶中。从腕足类看，在铁矿层之下仍有*Yunnanella shikwangshanensis*, *Yunnanellina obesa*, *Y. triplicata*, *Tenticospirifer vilis kwangsiensis*, *Camerotoechia shetienchaoensis*, *Cyrtospirifer subarchiaci* 等，故其层位仍属法门期。

衡东石峡锡矿山组牙形刺化石较为丰富，并有两个层位产出，下化石层在锡矿山组底界以上3—9米处，其中产有*Nethognathella abnormis*, *Spathognathodus strigosus*, *Hindeodella* sp., *Nethognathella abnormis* 地理分布很广，是欧洲、北美常见化石，一般时限是从费拉斯阶的第二带——*Ancyrognathus triangularis* 带到法门阶第四带——*Scaphi*-

gnathus velifer 带上部。*Spathognathodus strigosus* 层位较高，一般分布在法门阶中、上部，即从*Palmatolepis marginifera* 带到泥盆纪最顶部的“*Protognathodus* 层”。我国贵州长顺的代化组 *Polygnathus styriacus* 带即产有此种化石。但在新化锡矿山地区此化石可产于锡矿山组底部。而在衡东石峡其产出层位可能与锡矿山地区的情况近似，属法门阶下部。

衡东石峡锡矿山组上部牙形刺最为丰富，计有：*Icriodus arkonensis arkonensis*，*I. alternatus elengatulus Ozarkodina versa*，*Neoprioniodus alatus*，*Hindeodella corpulenta*，*H. subtilis*，*Polygnathus semicostatus* 它们产在距锡矿山组顶界 65 米处。其时限大部在法门期的早、中期。例如：*Neoprioniodus alatus* 是从法门阶的第一带延续到第四带。*Icriodus alternatus elengantulus* 是从中泥盆统一直延伸到法门阶第三带，*Icriodus arkonensis* 是从费拉斯阶第三带（*Palmatolepis gigas* 带）延伸到法门阶第一带。而铁矿层位于锡矿山组以上的翻下段地层中。这儿的翻下段产有许多邵东组的化石，*Camerotoechia kinlinensis*，*Hunanoproductella hunanensis*，*Tenticospirifer vilis*，*Broductella* sp.，*Plicochonetes* sp.，*Cyrtospirifer* sp.

湘东茶陵潞水地区的牙形刺较为贫乏，仅有 *Icriodus alternatus alternatus*，*I. costatus*，*Polygnathus* sp.，*Hibbardella* sp.，*Hindeodella* sp. 这些化石大致在法门阶中、下部最常见。这儿的翻下段与衡东石峡的情况相似，含有铁矿层，也含有邵东组的腕足类，如：*Plicochonetes* sp.，*Chonetes* sp.，*Schuchertella* sp.，*Camerotoichia* cf. *Kinlingensis*，*Cyrtospirifer* sp. 珊瑚 *Caninia* sp.，*Zaphrentis* sp. 其上的荒塘段中有岩关阶的 *Cystiphrentis kolaohoensis*。

综合衡东石峡与茶陵潞水的情况看，把翻下段与邵东组对比是合适的。但要说明的是本文将邵东组作为泥盆纪最上部的地层单位，这是因为在邵东组标准剖面——邵东界岭王冲剖面中，邵东组下部含有肯定的泥盆纪牙形刺化石，上部则没有肯定的石炭纪化石。再者从锡矿山组标准剖面看，它最高达 *Palmatolepis marginifera* 带，其上尚有四个化石带的位置，因此在无沉积间断的情况下，其上连续的地层必然包括在这四个带之中。

由湘东茶陵到赣西永新鸟石山，其地层发育情况与茶陵潞水相似，铁矿层仍位于翻下段中，唯因更接近古陆，碎屑岩更为发育。这儿的翻下段也产有邵东组的珊瑚化石，并建立了 *Ceriophyllum elongantum* 组合带。

综上所述，在湖南及湘赣交境，泥盆纪沉积铁矿一共有两个层位。下层位位于法门阶中、下部，上层位位于法门阶上部邵东组内。这两层铁矿在空间分布上也有明显的规律，下层位分布于湘中一带，上层矿主要分布在湘东、赣西一带（见图 1）。铁矿层位的这种时空变化与海水进退和古地理条件有密切关系。在锡矿山组早期湘中已是浅海环境适于铁矿沉积，而湘东、赣西仍是碎屑滨海环境，随着地形的夷平及海侵加广，到邵东组时期，才成为沉积铁矿的浅海环境。

三、牙形刺化石系统描述

贝刺属 *Icriodus* Branson & Mehl, 1938

属型种 *Icriodus Expansus* Branson & Mehl

交互贝刺·交互亚种 *Icriodus Alternatus Alternatus* Branson & Mehl

（图版 I，图6、7）

Icriodus alternatus Branson & Mehl: Branson & Mehl 1938, P.161, Pl.26, figs.4—6, Ethington 1956, P.575, Pl.67, fig.8, Mound 1968, P.486, Pl.66, figs. 13, 15, 19, 24;

Icriodus alternatus alternatus Branson & Mehl: Druce 1976, P.105, Pl.29, figs.1a—4b.

图1 湖南泥盆纪铁矿层位对比图

描述 刺体口面有三列瘤刺，中列瘤齿与两侧侧列瘤齿位置交错，但交错程度颇有变化，最前部的瘤齿几乎没有交错，而向后愈来愈明显。侧列齿每侧4个，中列瘤齿6个，其中最后两瘤齿突出于侧列瘤齿之后，这两个瘤齿特别是最后一个瘤齿大而侧向扁。

反口面基腔大，扩展于整个刺体，最宽处在后部，无扩张的基腔裙边。

产地 茶陵潞水。

交互贝刺·次雅致亚种 *Icriodus alternatus elengantulus* Stauffer

（图版 I，图10、11）

Icriodus elengantulus Stauffer: Stauffer, 1938, P. 430, Pl.52, figs.26, 27;

Icriodus alternatus Branson & Mehl: Druce 1970, P.80, Pl.14, figs.4a—4d;

Icriodus alternatus elengantulus Stauffer: Druce 1976, P. 108, Pl.30, figs. 4, a, b, c, 7a—8b.

描述 口面有三列瘤齿，中列瘤齿与侧列瘤齿在位置上交错排列，中列的最后三个瘤齿特别扁而大，突出于两侧列瘤齿之后。反口面基腔裙边异常发育，基腔达于前端。

产地 衡东石峡。

阿康贝刺·阿康亚种 *Icriodus arkonensis arkonensis* Stauffer.

（图版 I，图16、17）

Icriodus arkonensis Stauffer: Stauffer 1938, P.429, Pl.52, figs.10、15;

Icriodus arkonensis arkonensis Stauffer: Druce 1976, P.111, Pl.31, figs. 4, a、b、c, 6a—8b.

描述　口面有三列瘤齿，中列瘤齿与侧列瘤齿近交错排列，中列瘤齿低矮、萎缩，在中部尤为明显。侧列瘤齿呈横的短脊状，并略微向外倾斜。

反口面基腔在后部最宽，向前逐渐变窄，裙边不发育。

产地　衡东石峡。

横脊贝刺　*Icriodus costatus* (Thomas)

（图版 I，图8、9）

Icriodus costatus (Thomas)；Andson 1966, P.406, Pl.52, figs, 1—2 Only, Zeigler 1975, P.103, Pl.2, figs. 1—2.

描述　中列瘤齿与侧列瘤齿平行排列，横向相连，融合而成一横向短脊。瘤齿稀，前后瘤刺相距约为一个瘤齿的宽度，中列最后一个瘤齿特大而侧向压扁，直立或稍向后倾。

反口面基腔发育，在后部呈圆形，有裙边发育，向前突然收缩成窄槽状。

产地　双峰马颈坳，茶陵潞水。

欣德刺属　*Hindeodella* Ulrich & Bassler, 1926

属型种　*Hindeodella subtilis* Ulrich & Bassler

肥胖欣德刺　*Hindeodella corpulenta* Branson & Mehl

（图版 I，图21）

Hindeodella corpulenta Branson & Mehl；Branson & Mehl 1934, P.281, Pl. 22, figs.22, 32; Druce 1969, P.68, Pl.1, figs. 5—7; Nicoll & Druce 1979, P.25, Pl.10, fig. 8, Pl.11, figs. 11—13.

描述　刺体粗壮，前齿耙短，向内弯曲90°，并向下弯曲，在前齿耙上有五个互相分离的针状细齿。主齿高，略向后倾。后齿耙上有分散的针状细齿，向后倾，其高度向后端逐渐增加。

反口面基腔小，位于主齿之下。

产地　衡东石峡。

细弱欣德刺　*Hindeodella subtilis* Ulrich & Bassler

（图版 I，图22、23）

Hindeodella subtilis Ulrich & Bassler；Clark & Ethington, 1967, P.35, Pl. 3, fig.15; Mound, 1968, P.485—436, Pl.66, figs. 10, 11, 17; Huddle, 1968, P.16—18, Pl.5, figs. 5, 7, 8, 10—15; Druce 1969, P. 69, Pl.10, figs. 3, 4; 1976, P.97—98, Pl.24, figs.70, Pl.25, fig. 1a—5b, Pl.26, fig. 9.

描述　前齿耙短，侧向弯曲，上有细齿。后齿耙长，其上有大小细齿两种，大小细齿间列，每两个大细齿间有2—3个小细齿，细齿横断面近圆形。主齿突出，位于齿耙弯曲转折处之后。

反口面基腔不明显，齿耙底缘较尖锐。

产地　新化锡矿山，双峰马颈坳，衡东石峡。

新锯齿刺属　*Neopioniodus* Rhodes & Müler, 1956

属型种　*Prioniodus conjuctus* Gunnell

翼状新锯齿刺　*Neoprioniodus alatus* Hinde

（图版 I，图19）

Prionidus alatus Hinde; Cooper, 1939, P.404, P1.45, fig. 55, P1. 46, fig. 6, 8; Youngguist 1947, P.111, P1.26, fig.11, Youngguist & muller, 1948, P. 449, P1.67, figs.1, 2.
Neoprioniodus alatus（Hinde）; Huddle 1968, P.25, P1.6, figs.1—2; Nicoll & Druce 1979, P1. 12, figs. 10—13.

描述 刺体较大，主齿及反主齿发育，主齿宽，横断面为椭圆形，前后缘较尖锐。反主齿下部生有两芽状的，向前倾的细齿。后齿耙较短，靠近主齿耙底缘尖锐，基腔内侧边缘膨胀。

产地 衡东石峡。

伪颚刺属 *Nethognathella* Branson & Mehl, 1934

属型种 *Nethognathella abnormis* Branson & Mehl

反常伪颚刺 *Nethognathella abnormis* Branson & Mehl

（图版Ⅰ，图12、13）

Nethognathella abnormis Branson & Mehl; Clark & Ethington 1967, P.45, P1.6, fig.17; Wolska. 1967, P.383, P1.3, fig.9; Seddon 1970, P.751, P1. 12, figs. 22—25; Druce 1976, P.131—132, P1. 40, fig. 7a—10c.

描述 两个标本后齿耙都不完整。刺体上隆，侧向弯曲。细齿大小不均匀，但变化无规律，大部融合，齿尖有时分离。主齿不明显。在齿耙上有一扩展的平台，平台上缘尖锐，它在内侧，特别是内侧的中部最发育，但与其他种比较起来，本种的平台是较窄的。

反口面可见齿耙底缘较尖锐，基腔细小。

产地 衡东石峡。

奥泽克刺属 *Ozarkadina* Branson & Mehl, 1933

属型种 *Ozarkodina typica* Branson & Mehl

转折奥泽克刺 *Ozarkodina versa*（Stauffer）, 1940

（图版Ⅰ，图18）

Bryantodus versa stauffer; Stauffer 1940, P.421, P1.59, figs. 10, 14—16, 21.
Ozarkodina versa（Stauffer）; Druce 1976, P. 143, P1.48, figs. 3a, 3b.

描述 刺体底缘较平直，侧向弯曲，长高比约为4：1，前齿耙较长，较高，后齿耙短而低，并向后收缩成一细齿。主齿大，突出，宽度约为细齿的三倍，侧向扁并微向内侧弯曲。细齿共15个，前齿耙8个，后齿耙7个，靠近主齿的细齿较小。

反口面底缘尖锐，基腔小，位于主齿之下。

产地 衡东石峡。

掌鳞刺属 *Palmatolepis* Ulrich & Bassler, 1926

属型种 *Palmatolepis perlobata* Ulrich & Bassler, 1926

菱形掌鳞刺 *Palmatolepis rhomboidea* Sannemann

（图版Ⅰ，图20）

描述 刺体小，齿脊呈"s"状，其上有扁平的细齿，中瘤发育，中瘤以后齿脊变矮，并成断续状。齿台为斜方菱形，内齿台较宽，起始于刺体前端。外齿较窄，始于内齿台前端与中瘤之间，其前部边缘有一凸起的齿垣。整个口面为鲨革状，无其他纹饰。

产地 新化锡矿产。

多颚刺属 *Polygnathus* Hinde, 1879

属型种 *Polypnathus dubius* Hinde, 1879

棱状多颚刺 *Polygnathus xylus* Stauffer, 1938

（图版Ⅰ，图1、2、3）

Polygnathus xylus Stauffer; Stallfer, 1940, P.430, P1.60, figs.42, 50, 54, 65, 67, 72—74, 78, 79; Seddon 1970, P.740, P1.12, figs. 20, 21, P1.13, figs. 3—5, 11—13; Druce 1976, P.204, P1.82, figs. 3—4c, 6a—7c.

描述 刺体左右不对称，略上拱。自由齿片较长，约为整个刺体的二分之一。齿脊较光滑，两侧邻脊沟发育，在刺体末端，齿脊有时突出于齿台之外。齿台前部收缩，中部放宽，其内部及边缘均无纹饰。

反口面龙脊发育，基腔较大，位于自由齿片和齿台的结合处。

产地 双峰马颈坳。

半肋多颚刺 *Polygnathus semicostatus* Branson & Mehl, 1934

（图版Ⅰ，图4、5）

Polygnathus semicostatus Branson & Mehl; Ziegler, 1975, P.317, Polygnathus—P1.5 fig. 6.

描述 刺体上拱，侧向微弯曲，自由齿片不及刺体的二分之一，其上有6个细齿。齿台后部发育横脊，致使齿脊仅限于齿台前部。后部横脊呈弧形，约有7—8条。齿台前部的横脊发育微弱，且在距齿脊二分之一处消失。

产地 新化锡矿山，衡东石峡。

窄颚齿刺属 *Spathognathodus* Branson & Mehl, 1934

属型种 *Spathodus primus* Branson & Mehl.

犄窄颚齿刺 *Spathognathodus strigosus* (Branson & Mehl)

（图版Ⅰ，图14、15）

Spathodus strigosus Branson & Mehl; Branson & Mehl, 1934, P.187, P1. 17, fig. 17;

Spathognathodus strigosus (Banson & Mehl); Thomas, 1949, P1.4, fig.15, P1.2, figs.19, 21; Wolska 1967, P.428, P1. 18, figs. 9—5; Druce 1976, P. 46, P1.89, figs. 4, a、b, 8a—9b, 11a、b.

描述 齿片薄而高，前部细齿很高，侧向扁，后部细齿低小，横截面近圆形，下部融合，上部分离成尖锥状。

反口面底缘尖锐，后齿片底缘向上拱曲，基腔细小。

产地 衡东石峡。

参考文献

〔1〕 王成源、王志浩，1978，黔南晚泥盆世和早石炭世牙形刺，南京地质古生物研究所集刊，11号。

〔2〕 王根贤、夏志芬，1983，湘东赣西 Cystophrentis 的发现及岩关阶地层的划分，地层学杂志，7卷3期。

〔3〕 田奇瑰、王晓青、刘祖彝，1934，湖南铁矿志，湖南地质调查所专报，甲种一号。

〔4〕 付舜溟，1963，中国南方宁乡式铁矿的层位、相与成因，沉积矿床论文集，科学出版社。

〔5〕 刘亚光，1963，湘赣边境泥盆纪地层，地质论评，21卷2期。
〔6〕 许汉奎，1979，湖南上泥盆统云南贝—小云南贝腕足动物群，地层学杂志，3卷2期。
〔7〕 沈启明，1983，临武香花岭上泥盆统牙形刺分带及地层划分意见，湖南地质，1卷1期。
〔8〕 吴望始，1981，华南地区邵东组的珊瑚化石及其地质时代，古生物学报，20卷1期。
〔9〕 赵锡文、左自璧，1983，湘中地区上泥盆统牙形刺化石及地层划分，地球科学，4期。
〔10〕 侯鸿飞，1965，湘中界岭早石炭世孟公坳组腕足类化石兼论石炭系下界，地质科学研究院论文集，乙种1号。
〔11〕 黄大信，1978，雪峰山砂岩的划分意见和对"邵东段"概念的补充，华南泥盆系会议论文集，地质出版社。
〔12〕 杨敬之、王成源，1983，中国泥盆系与石炭系分界，中国各纪地层界线研究，科学出版社。
〔13〕 廖士范，1958，湘赣边境的宁乡式铁矿概述，地质论评，18卷6期。
〔14〕 黎盛斯，1958，湖南茶陵潞水铁矿地质，地质出版社。
〔15〕 Branson & Mehl, 1934, Conodonts from the Grassy Creek Shale of Missouri, Univ. Missouri Stud., 8.
〔16〕 Branson, 1934b, Conodonts from the Bushberg Sandstone and equivalent formation of Missouri, Ibid.
〔17〕 Clark & Ethington, 1967, Conodonts and zonation of Upper Devonian in the Great Basin, Geol. Soc. Amer. Mem., 103.
〔18〕 Cooper, 1939, Conodonts from Bushberg-Hannibal horizon in Oklahoma, J. Paleont., vol. 13, no.2.
〔19〕 Druce, 1969, Upper Palaeozoic conodonts from the Bonapoarte Gulf Basin, North-west Australia, Bur.Miner.Resour.Aust.Bull., 98.
〔20〕 Druce, 1976, Conodont biostratigraphy of the Upper Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia, Ibid., 158.
〔21〕 Ethington, 1965, Late Devonian and Early Mississipian conodonts from Arizona and New Mexico, J.Paleont., vol. no. 3.
〔22〕 Glenister & Klapper, 1966, Upper Devonian conodonts from the Canning Basin, Western Australia, Ibid., vol. 40 no. 4.
〔23〕 Huddle, 1968, Redescription of Upper Devonian conodont genera and species proposed by Ulrich & Bassler 1926, Geol.Surv.Prof.Paper, 578.
〔24〕 Mound 1968, Upper Devonian conodonts from the Southern Alberta, J.Paleont., vol. 42 no.2.
〔25〕 Nicoll & Druce, 1979, Conodonts from the Fairfield Group, Canning Basin, Western Australia, Bur.Miner.Resour.Aust.Bull., 190.
〔26〕 Sedden, 1970, Frasnian conodonts from the Sadler Ridge-Bugle Gap area, Canning Basin, Western Australia, J.Geol.Soc.Aust., 16.
〔27〕 Stauffer, 1938, Conodonts of the Olentangy Shale, J.Paleont., vol. 12 no. 2.
〔28〕 Stauffer, 1940, Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota, J.Paleont., vol. 14 no. 2.
〔29〕 Ziegler, 1973, 1975, 1977, Catalogue of Conodonts, vol. 1, 2, 3, Stuttgart.

图 版 说 明

（标本保存在武汉地质学院地史教研室）

图1—3　梳状多颚刺 *Polygnathus xylus*，新化锡矿山，长龙界段，X_1R-4，×60，图1反口视，图2口视，图3侧视。

图4—5　半肋多颚刺 *Polygnathus semicostatus*，新化锡矿山，玛牯脑段，X_4R-9，×60，图4口视，图5侧视。

图6—7　交互贝刺·交互亚种*Icriodus alternatus alternatus*，茶陵潞水，锡矿山组，LⅠ₂-6，×60，图6口视，图7反口视。

图8—9　横脊贝刺*Icriodus costatus*，双峰马颈坳，锡矿山组，MR-18，×60，图8口视，图9反口视。

图10—11　交互贝刺、次雅致亚种*Icriodus alternatus elengantus*，衡东石峡，锡矿山组上部，SR-15，×60，图10口视，图11反口视。

图12—13　反常伪颚刺*Nethognatkella abnormis*，衡东石峡，锡矿山组下部，SR-8，×40，图12口视，图13侧视。

图14—15　鸮窄颚齿刺*Spathognathus strigosus*，衡东石峡，锡矿山组下部，SR-8，×40，图14侧视，图15口视。

图16—17　阿康贝刺、阿康亚种*Icriodus arkonensis arkonhsis*，衡东石峡，锡矿山组上部，SR-15，×60，图16口视，图17反口视。

图18　转折奥泽克刺*Ozarkodina versa*，衡东石峡，锡矿山组上部，SR-15，×60，侧视。

图19　翼状新锯齿刺*Neoprioniodus alatus*，衡东石峡，锡矿山组上部，SR-15，×40，侧视。

图20　菱形蹼鳞刺*Palmatolepis rhomboidea*，新化锡矿山，玛牯脑段，X_4R-9，×60，口视。

图21　肥胖欣德刺*Hindeodella corpulenta*，衡东石峡，锡矿山组上部，SR-15，×60，侧视。

图22—23　细弱欣德刺*Hindeodella subtilis*，新化锡矿山，玛牯脑段，X_4R-9，×40，图22口视，图23侧视。

THE HORIZON OF DEVONIAN IRON DEPOSIT IN HUNAN PROVINCE AND ITS CONODONT BIOSTRATIGRAPHY

Zhao Xiwen

Abstract

The horizon of Devonian iron deposit in Hunan has been studied for a long time and a great many papers were contributed to the subject.

In contrast with the currently using Branchiopoda and/or Rugosa as an approach to the subject, the present paper does in conodonts.

There are two horizons of Dev. iron deposit in the area.

(1) Lower Famenian, below *Palmatolepis rhomboidea* Zone, spreading in Central Hunan Province.

(2) Uppermost Famenian (Shaodong Formation) spreading in Eastern Hunan and Weatern Jiangxi Province.

中国东南地区二叠纪龙潭期岩相古地理及与成煤条件的关系

罗　新　民

龙潭组（Longtan formation）或龙潭煤系（Longtan coal series）是宁镇地区的岩石地层单位。龙潭组一名为刘季辰、赵汝钧（1924）正式使用，后来，李四光、朱森（1932）又创用龙潭煤系，明确限定龙潭煤系为介于孤峰层和青龙灰岩之间的一套地层。直至1950年，曹国权等调查龙潭擂鼓台以南的剖面时，仍沿用李四光、朱森关于龙潭煤系的定义。1962年盛金章建议用龙潭组代表中国南部上二叠统下部以海陆交互相为主的地层，从此龙潭组作为华南上二叠统下部一个地层单位被广泛使用。

龙潭组在各地虽有专名，但皆因与龙潭组相当而先后废除。近年来，由于对龙潭组的时代归属讨论热烈，专名又都重新启用或另起新名，时代归属与已往相比，却大不相同。三十年来由"小龙潭→大龙潭→小龙潭"，其根源在于一方面对年代地层与岩石地层概念上的不明确，往往习惯于用年代地层学的概念去解释并修订岩石地层单位的定义；另方面由于岩石地层中岩性和岩相结合的相似性而干扰年代地层对比的同时性。

华南二叠纪含煤地层各地都有岩石地层单位名称，但由于岩石地层单位常有穿时现象，一个岩石地层单位在不同地区，时限也不会相同，如何处理两种不同地层单位之间的联系，并使二者更好地统一起来，尚需广大地质工作者的不懈努力。

一、龙潭组的时代划分

龙潭组的时代划分，也是上、下二叠统的分界，就目前的认识渐趋一致，赵金科(1978)依据菊石对江西乐平组中的老山亚组自下而上划分为三个菊石带：（1）*Anderssonceras*—*Prototoceras* 带；（2）*Konglingites* 带；（3）*Sanyangites* 带。但是老山亚组为原老山段的中上部海相层，其下还有约40米厚含丰富 *Tyloplecta yantzeensis* 及煤层（B煤组）的下部。对于这段地层的处理有两种意见：一种以年代地层原则划归早二叠世晚期；另一种从岩石地层方面考虑置于晚二叠世最早期。本文目的为在龙潭组中找出一个等时面进行不同时期区域性岩相古地理分析，因此既要有严密的时间界面，又要考虑沉积环境的变迁，按后一种意见通过编图似乎合理，为了论述方便，以下分别统称为早二叠世晚期含煤岩系与晚二叠世早期含煤岩系（表1）。

二、龙潭期岩相古地理

1．早二叠世晚期含煤岩系及下伏地层沉积特征

晚石炭世末期的云南运动使华南地区发生大规模海退，早二叠世栖霞期开始新的海侵，

表1　　**中国东南地区二叠系对比表**

	桂中	湘西北	鄂南	鄂东南	赣北	粤北	湘南	湘中	丰城	皖南	镇江	粤中	粤东	福建	赣东	江山	吴兴
上二叠统	大隆组/长兴组 合山组	长兴组 吴家坪组	大隆组/长兴组 吴家坪组	大隆组 龙潭组：保安页岩 下窑灰岩 炭山湾煤系	大隆组/长兴组 龙潭组：硅质页岩夹煤线 含燧石结核灰岩 硅质页岩夹煤	长兴组 东煤段 海相段 余煤段	大隆组 小元冲组	大隆组 小元冲组	长兴组 王潘里段 老山段	长兴组 龙潭组	大隆家 吴家坪期：海相泥岩段48—43 海相炭岩段42—38 龙潭组：含煤段37—7	(hatched) 龙潭组：四段	大隆组 龙潭组：四段 三段 二段 一段	大隆组 翠屏山组	大隆组 雾霖山组	大隆组上部 (hatched)	长兴组 龙潭组：上含煤段 海相段 下含煤段
下二叠统	茅口组	茅口组	茅口组	茅口组	茅口组	云煤段 无煤段 当冲组	斗岭组 当冲组	新岳山组 茅口组	官山段 茅口组	孤峰组	不含煤段6—1 孤峰组	三段 二段 一段	文笔山组：四段 三段 二段 一段 当冲组	龙岩组：三段 二段 一段 文笔山组	饶南亚组：童家段 彭家段 饶家段 湖塘亚组	礼贤组 丁家山组	吴兴组：海相段 含煤段 孤峰组
	栖霞组																

其范围远远超过中晚石炭世海退范围，几乎整个华南沦为汪洋，地势低平，岩相均一，生物丰富，厚度稳定，成为我国地史上最广泛的一次海侵，形成最广的碳酸盐沉积。至茅口早期，东吴运动开始波及，地势起伏，岩相分异，随着沉积环境的变迁，生物群落也在发生变化。从东到西，以南昌-高安-宜春-株洲-涟源-新化-洞口-武岗-龙胜-来宾-横县-上思为界，以北及以西早二叠世晚期皆为茅口组。桂西、湘西、湘中和鄂东南茅口组由下向上为含泥质段、含硅质段、灰岩段；赣中为下泥灰质岩段、灰岩段、上泥灰质岩段。属台地碳酸盐沉积相区。赣北、皖南却为上部灰岩、中部硅质岩，硅质灰岩、下部在大冶、彭泽以西为灰岩；以东为硅质页岩。黄石一带，上部为硅质页岩，下部为灰岩。东到广济、宿松上部为灰岩，下部为硅质页岩及页岩。灰岩中富含䗴类；硅质岩、硅质页岩中常见腕足、菊石等。沉积环境无论纵向与横向的变化皆很截然，说明在台地碳酸盐沉积相区内局部发育有盆地硅质岩沉积。

上述台地碳酸盐沉积相区向西呈喇叭形延伸，但靠近淮阳古陆南缘东西两侧出现的盆地硅质岩，有人认为由于断裂致使淮阳古陆曾向南发生过位移（图1）。

德兴-泰和-连县以北地区，早二叠世晚期含煤岩系广布，赣中伏于官山段之下的茅口组为硅质岩、硅质页岩。茶攸、涟邵、郴耒、宜章、粤北伏于斗岭组之下的当冲组由上向下为

硅质岩段、泥质岩段，而且具有南薄北厚的趋势：宜章35—74m，嘉禾20m，邵东65m，攸县100m，醴陵厚度增至257m，依据岩性由上向下可以分为三段：硅质岩—灰岩段，灰岩段和泥质岩段，除顶部30—70m左右的硅质岩外，与湘中北区的茅口组很少差别。桂东未宾伏于合山组之下的孤峰组为粉砂质泥灰岩夹泥岩，含锰硅质岩，上述资料表明本区属台地碳酸盐沉积相区边缘的盆地硅质岩沉积，与淮阳古陆南缘东西两侧的沉积特征极相类似。桂东由于靠近云开古陆而陆源碎屑成分含量增多。

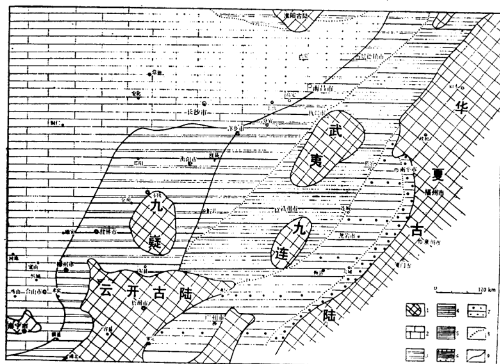


图1　中国东南早二叠世晚期成煤期构造岩相古地理图

1．古陆　2．台地碳酸盐相　3．盆地硅质岩相　4．盆地硅质岩含煤相　5．滨浅海泥岩含煤相　6．滨海砂泥岩含煤相　7．滨海砂岩相　8．岩相界线　9．古断裂

赣中官山段在纵横各方面的岩性变化都很显著，厚度自87—236m不等，无明显地变化趋势，砂岩成分复杂，普遍含火山物质，但真正的长石砂岩尚未发现，重矿物以稳定组分为主，有锆石、独居石等，说明当时的古陆是起伏不大的准平原地形，因而官山段沉积的母岩可能是古老的片麻岩或花岗岩。南部袁水流域官山段未见可采煤层，但北部锦江流域的主要可采煤层分布于官山段中，说明官山段正是处在茅口末期海退过程中的滨海湖泊环境中的沼泽相沉积。

茶攸、涟邵、郴耒的斗岭组总厚在300—500m之间，由上向下分为海相段、含煤段、不含煤段；其中海相段较薄，自2—60m不等，没有明显的变化规律。湘中北区缺失不含煤段，厚度大减，界线截然。

崇安-将乐-连城-武平-佛冈以北，浙西伏于礼贤组之下的丁家山组、赣东彭家段之下的

湖塘组，向西福建宁化、清流的文笔山组，赣南信丰茅口组、广东曲仁当冲组，由浅海泥岩夹滨海波浪带粉砂岩和细砂岩组成，向西南延伸则出现硅质岩夹层。

安溪剑斗-大浦-丰顺以北地区，伏于龙岩组及其相当层位的含煤岩系之下的文笔山组为细砂岩、砂质页岩夹细砂岩，产瓣鳃及菊石，厚约200—300m，自东北向西南增厚。龙岩、兴梅可达530m，为滨、浅海砂泥岩沉积区或称混合相区。

赣东早二叠世晚期含煤岩系划分为饶南亚组，包括童家段、彭家段、饶家段及湖塘亚组，与福建、浙西完全可以对比。龙岩组不仅在福建呈北东方向延伸，还可延至兴梅、广花甚至恩台，厚度也由北向南渐次增加。龙岩、永定为800m；兴梅、广花变薄约304m。同时岩相分异也比较明显，龙岩早期，将乐、连城、武平不含煤，处于浅海环境；晚期邵武、建宁隆起，东部成为明显的滨海湖泊环境。总的看来，龙岩组具有从西往东海相层减少、陆相层位增多，沉积物粒度变粗、海相生物减少，陆生植物群相应增多的变化规律，恰好与福建晚古生代西低东高，海侵自西南向东北，以及陆源碎屑物主要来自东部、东北部的古地貌相一致。

兴梅早二叠世晚期含煤岩系可采煤层似有由东向西抬高之势，靠近丽水-海丰断裂带的明山，可采煤层集中在含煤岩系底部或下部，西至广花、阳春，由中、下部抬高到上二叠统底部，海相层已经不很明显。

2．晚二叠世早期含煤岩系的沉积环境

东吴运动的影响继续扩大，沉积环境也随着改变，此时闽西、粤东升起，翠屏山组大部分为陆相含煤碎屑沉积，该层厚度仍然很大，约500m左右，向南减至150m左右，除个别地区外，都没有形成可采煤层。

将乐-武平-龙门以北，虽为陆相含煤碎屑岩系，但局部地区仍有海相夹层或个别海相化石混入，唯碎屑颗粒变细。

英德-南雄以北，丰城-安福-宜章以南，以天目井岗古陆分为南北两段：北段丰城-乐平；南段宜章-曲仁皆为B煤组和C煤组普遍发育的相区，两个煤组之间的海相段由北东向西南增厚。乐平、丰城100m左右；宜章、曲仁约200m，越过南雄-英德-四会古断裂以东，该海相段已经不够明显。同时可采煤层不断渐趋上移。

淮阳古陆南侧的鄂东、赣北、皖南等地，晚二叠世早期含煤岩系可分为下部含煤段（B煤组）及上部海相段，在长江中、下游从东到西皆可以对比，厚度不大，层位稳定，海相段东薄西厚，镇江4.5m，德安38m，黄石20—30m；下部含煤段在宿松厚10—20m，西至瑞昌、广济、黄石逐渐变薄（鄂东称炭山湾煤系），南至修水、咸宁、蒲圻一线，该含煤段已经尖灭，为吴家坪组所代替。

在大冶-瑞昌-宿松以北，海相段之上发育一套硅质泥岩夹碳质泥岩及煤线，厚约10—20m，黄石一带称保安页岩，产 *Pseudogastrioceras* sp. *Plandiseoceras* sp., *Huananoceras* sp., *Prototoceras* sp., *Anderssonoceras* sp., *Jianjinagoceras* sp. 该段与C煤组相当。

如上所述，由南往北，可采煤层的分布由B煤组上移到C煤组，愈靠近古陆可采煤层的层位有抬高的趋势。

类似现象也出现于赣中、湘东、湘南。宜春、分宜普遍发育着早二叠世晚期官山段A煤组，莲花、安福老山段B煤组为主要勘探对象。丰城、乐平则以王潘里段C煤组为主，再南

为天目井岗古陆所阻。

湘东茶攸一带仍以B煤组为主。

萍乡-攸县-怀集以西的湘中、桂东等地属盆地硅质岩沉积相区。

桂东靠近云开古陆的富川、钟山、贺县为滨海砂岩沉积，横县以南属滨海砂泥岩沉积。

3．龙潭期古构造对岩相古地理的控制

以近东西向的南昌-高安-宜春-株洲-涟源-新化古断裂及北北东向的洞口-武岗-龙胜-来宾-横县-上思古断裂为界，我国东南地区二叠纪古地理面貌皆呈北东方向展布，明显地受华夏系方向构造体系的控制，攸县-临武古断裂在早二叠世晚期为北北东向槽形沉积盆地，沉积厚度向北增大，成为湘东、湘南的主要聚煤地带；晚二叠世早期两侧岩相有明显的分异，西侧为硅质页岩、硅质岩，东侧为老山段含煤沉积；粤北和粤中之间的南雄—吴川古断裂到晚二叠世早期两侧沉积分异趋于明显，西侧厚度大，煤层多，相对沉降；东侧为滨浅海砂泥岩含煤沉积，相对上升。再南崇安-河源古断裂，东侧已为陆相含煤碎屑沉积。

通过上述资料的分析，本区古构造对岩相古地理控制的发展过程已经有了初步的认识，二叠纪龙潭期成煤阶段的发展受华夏系方向构造体系的控制明显，随着时间的发展，空间分布也有一定的规律。早二叠世晚期龙岩组集中在龙永、兴梅，向西北渐次减弱，该煤系是在海退过程中形成，时间愈新，聚煤带愈向盆地中心迁移；晚二叠世早期上升为陆相含煤沉积。滨海成煤环境向北推移。鄂东、赣北、赣中及湘东的老山段、王潘里段为海进阶段的沉积，时间愈新，聚煤带向陆源方向推移，这个规律在图2中已有明显的表示。

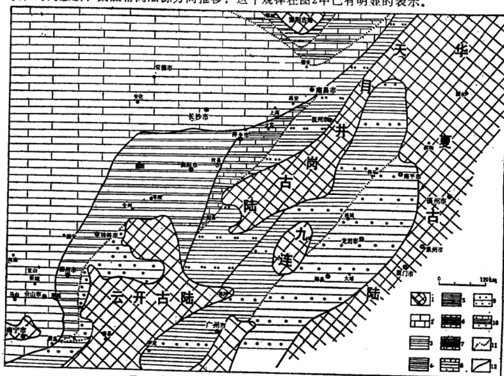


图2　中国东南晚二叠世早期成煤期构造岩相古地理图

1．古陆　2．台地碳酸盐相　3．盆地硅质岩相　4．盆地硅质岩含煤相　5．台地硅质岩含煤相　6．滨浅海砂泥岩含煤相　7．滨浅海粉砂岩泥岩含煤相　8．滨海砂岩含煤相　9．滨海砂岩相　10．滨海砂泥岩相　11．岩相界线　12．古断裂

对岩相古地理起控制作用的古断裂，随着地理位置的变化也在发生着变化，自西向东表现出依次向东偏转的趋势。攸县-临武古断裂约北东20°；南雄-吴川古断裂北东40°；崇安-河源古断裂已偏转为北东45°。

三、桂中晚二叠世早期合山组趋势面形态及地质意义

为了进一步探讨晚二叠世早期含煤地层分布的空间特征，富煤带的展布规律，寻找含煤岩系沉积的主要构造控制因素，我们仅对桂中合山组进行了趋势面分析，以期定量地解释其地质现象间的相互关系，这只是一次初步尝试。

趋势面分析是应用多元回归分析原理，研究一个变量与其它变量之间定性与定量关系的数理统计方法，趋势面具有将一个地质变量分解为趋势（区域性）变化分量与剩余变化分量的作用，为了反映地质现象变化的全貌，常用实际观测值与趋势值之差（即偏差值）来反映趋势变化基础上的局部变化。趋势值有正有负，正值的集合构成正值区，反映高于趋势值的局部变化；负值的集合构成负值区，反映低于趋势值的局部变化，因此，趋势分析不仅能够排除随机因素的干扰，提供区域性变化信息，还可以突出局部因素，分析局部异常的原因。

本次趋势面分析的范围北起罗城，南达宾阳，东自鹿寨、武宣，西到河池、都安，面积约三万平方公里，共有98个观测点。

对合山组底板高程、合山组沉积厚度及煤层总厚度三个地质变量只作了三、四次趋势面分析，此外还分别作了合山组底板高程等值图，合山组厚度等值图及合山组煤层总厚度等值图。

1. 合山组煤层总厚度趋势面形态及富煤带展布

煤层总厚度三、四次趋势面图形基本相似，约呈北西35°两端封闭的向斜式曲面，北牙、忻城、果遂恰处于向斜式曲面的核部，研究得知，向斜式曲面的位置代表煤层发育较好的地带，而背斜式曲面的位置则代表无煤或煤层发育不好的地带。

煤层总厚度三、四次偏差图形态亦基本相似，从四次偏差图中可以看出，由北向南依次出现：①宜山正值区，呈东西方向展布；②洛东、加贵正值区，为北东方向延伸；③果遂、耒宾正值区及④邹圩、陶邓正值区皆呈近东西方向展布，唯邹圩、陶邓正值区东西两侧中心出现两个负值区。正值区代表煤层聚积的富集地段，称为富煤带（或聚煤中心）。以上除邹圩、陶邓正值区含煤较差外，其余皆为富煤带，尤以果遂、耒宾正值区含煤最佳。

从四次偏差图中新划分的四个富煤带与合山组煤层总厚度等值图相比，恰好在龙湾、果遂、耒宾一带煤层总厚度最大，这些富煤带多呈东西方向延伸。

2. 合山组沉积厚度趋势面及其意义

合山组沉积厚度三、四次趋势面形态基本相似，北部为向北倾伏的向斜式曲面，在该向斜式曲面的南端向东偏转进入中部东西向背斜式曲面，耒宾处于该背斜式曲面的顶部，是沉积最薄或隆起最高的地带。以上事实说明，合山组沉积形成时，本区除北西向构造因素影响之外，纬向构造的影响也很明显。

三、四次偏差图形态基本相似，在四次偏差图中由北向南依次出现：①宜山正值区；②百旺正值区；③龙湾、果遂正值区；④迁江正值区；⑤邹圩、陶邓正值区。以上正值区皆呈东西方向展布。其间为负值区所分隔。负值区为区域上的沉积厚度变薄带，在构造上代表次一级东西向线状隆起构造单元；而五个正值区，则为区域上的沉积增厚带，在构造上代表次

一级的东西向坳陷带。

合山组沉积厚度等值图中，由北向南依次为东江坳陷、龙头-北牙坳陷、百旺坳陷、邹圩坳陷、通挽坳陷，呈北西方向串珠相连，其间为两个东西坳陷或隆起相隔开，北部为龙头、宜山坳陷；南部为来宾隆起。

综上所述，桂中合山组沉积厚度等值图及趋势面变化，反映了合山组沉积时北西向与东西向构造的存在，由趋势面的拟合度可以看出，北西向构造和东西向构造对合山组的沉积起着主导作用，再从沉积厚度偏差图中还可看出次一级东西向隆起与坳陷对本区的影响。

3．合山组底板高程的趋势面形态及其构造意义

众所周知，高程趋势面主要反映现在的构造面貌，即以后期的改造为主。

合山组底板高程的趋势面如图3所示。三、四次趋势面图形基本相似，北部为短轴穹窿，南部呈北西西向展布的串珠状坳陷，唯在西南及东南端相对挠起。

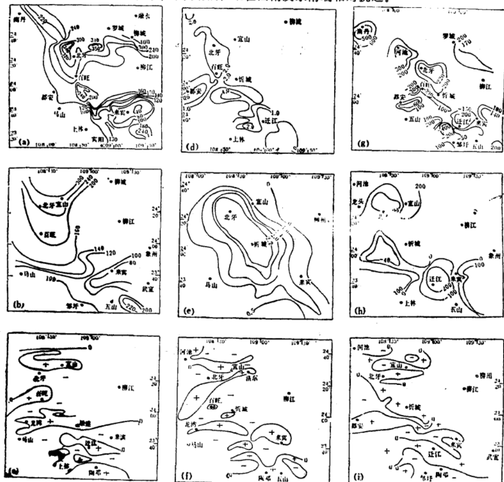


图3 桂中地区晚二叠世合山组煤系厚度、煤层总厚度、底板高程趋势面和偏差图

3-a．合山组煤系厚度等值线图 3-b．合山组煤系厚度4次趋势面（NC=0.6312） 3-c．合山组煤系厚度4次偏差图 3-d．煤层总厚度等值线图 3-e．煤层总厚度4次趋势面（NC=0.6312） 3-f．煤层总厚度4次偏差图 3-g．底板高程等值线图 3-h．底板高程4次趋势面（NC=0.6312） 3-i．底板高程4次偏差图

在三、四次偏差图上，北部负值区呈东西方向展布；南部转为北西西方向，负值区与正值区在南北方向上呈相间排列；正值区为构造上的次一级隆起，负值区则为构造上次一级坳陷。

上述事实说明：该区受到北西向及东西向次一级隆起与坳陷的复合作用。

由此看来，广西晚二叠世早期合山组沉积过程中曾受到华夏系方向构造体系、纬向构造体系及北西向构造的影响，从而支配着构造古地理格局的变化，为我们显示出含煤区的所在。桂中地区尤以北西向构造为控制成煤盆地展布的主要因素，并与次一级纬向坳陷带相复合决定着富煤带的位置。

根据煤层总厚度趋势面形态特征，可将桂中地区划分出四个富煤带，这些富煤带呈东西方向延伸。

文中趋势面部分系与广西石油地质普查大队合作完成，桂中合山组各项资料全部由该队提供。

本文的完成得到湖南省煤田地质勘探公司及所属地质队、广东省梅田矿务局、江西地质局赣西地质大队区调一分队的大力协助，特此致谢。由于作者水平有限，文中谬误之处，敬请指正。

参 考 文 献

〔1〕 赵金科，郑灼官，1977，浙西、赣东北早二叠世晚期菊石。古生物学报，16卷2期。
〔2〕 马俊文，1977，江西省龙潭组地层问题，南方含煤地层论文汇编。
〔3〕 福建省地质二队地质科地层组，1977，福建永安加福煤矿二叠系含煤地层生物组合与对比，福建地质科技情报，第一期。
〔4〕 赵金科、梁希洛、郑灼官，1978，华南晚二叠世头足类，中国古生物志，新乙种12号。
〔5〕 岳文浙，1978，江西锦江流域的二叠系，江西区测铜鼓幅专辑。
〔6〕 李文恒等，1979，赣东地区上二叠统地层上下界线问题，中国矿业学院学报，第二期。
〔7〕 孟逢源等，1980，湖南南部二叠系划分并论斗岭煤系的时代问题，地质论评，26卷3期。
〔8〕 徐自强等，1981，浙江二叠纪地层，煤田地质与勘探，第三期。
〔9〕 许善明、杨政权，1983，梅田矿区地质构造特征，煤田地质与勘探，第五期。
〔10〕陈大方、林增品，1983，福建省东部晚古生代古陆存在的依据，煤田地质与勘探，第二期。
〔11〕覃兆松等，1983，江西丰城，上高地区晚二叠世地层，中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊，第四期。
〔12〕李文恒等，1983，试谈我国东南上二叠统下界，江南煤炭创刊号。
〔13〕杨遵仪、冯少南、林甲兴，1984，华南地区上、下二叠统界线的新认识，地球科学，第二期。
〔14〕姚兆奇、李成栋，1984，龙潭组的定义和时代，地层学杂志，8卷3期。
〔15〕吴学军，1984，江西杨桥矿区龙潭组重矿物特征，地层学杂志，8卷3期。
〔16〕孟逢源等，1980，试论湖南上、下二叠统界限及其对比问题，湖南煤田地质勘探，第一期。

PALEOGEOGRAPHY AND SEDIMENTARY FACIES OF PERMIAN LONGTAN STAGE AND THEIR RELATIONSHIP TO COAL FORMING CONDITIONS IN SOUTHEAST CHINA

Luo Xinmin

Abstract

The Longtan formation is a lithostratigraphic unit in Ningzhen Region.

In order to find out an isochronous surface in the Longtan formation analysis of regional palaeogeography and petrographical facies has been conducted. It is reasonable to suppose that Laoshan subformation and the *Tyloplecta yantzeensis* (Chao) bearing bed together with the coalbeds (B coal formation) below it belong to the early Upper Permian.

Types of sedimentary facies in late Early Permian are as follow:

1 Platform corbonate facies.
2 Basin siliceous facies.
3 Basin siliceous with coal-bearing facies.
4 Littoral-neritic mudstone coal-bearing facies.
5 Littoral sand-mudstone coal-bearing facies.
6 Littoral sandstone facies.

Types of sedimentary facies in early Late Permian are as follows:

1 Platform carbonate facies.
2 Basin siliceous facies.
3 Basin siliceous coal-bearing facies.
4 Platform siliceous limestone coal-bearing facies.
5 Littoral-neritic sand-mudstone coal-bearing facies.
6 Littoral-neritic silt-mudstone coal-bearing facies.
7 Littoral sandstone coal-bearing facies.
8 Littoral sandstone facies.
9 Littoral sand-mudstone facies.

福建燕山期构造应力场探讨

万天丰　詹灿惠　龙简廉　卢先泽

长期以来，不少人认为中国东部燕山期的构造应力状态就是形成新华夏构造体系的应力场，其最大主压应力方向为NW-SE向。本文在综合分析福建省已有地质构造资料的基础上，认为该种应力状态主要发育在三叠纪—晚侏罗世。白垩纪时期，区域应力场发生明显变化，其最大主压应力方向为近于水平的NE-SW向，造成一系列轴向NW的褶皱，使走向北西的断层成压剪性，而NE向的断层则转化为张剪性，形成一系列走向NE的张性断陷盆地，导致早白垩世的火山喷发与晚燕山期在略带张性环境中的花岗岩浆的侵入。

众所周知，福建省在燕山运动时期（晚三叠世—晚白垩世），构造变动十分强烈，火山喷发岩遍布全省，岩浆侵入活动广泛发育。燕山期是福建省构造格架定型的主要时期，也正是这个时期形成一些重要的矿产。因此进一步研究燕山期的构造运动及其应力场，就具有一定的理论意义与实际价值。

长期以来，对燕山运动时期的构造变动型式与特征，许多地质工作者早已进行了大量的深入研究。其中很重要的成就即是李四光教授提出的在我国和东亚大陆濒太平洋地带存在着一种特殊的构造现象——新华夏构造体系[1]、[2]。这就是说，在中生代晚期（燕山期）以来，亚洲大陆相对南移，太平洋相对北移，以致在东亚大陆边缘造成一系列构造方向为NNE向的多字型构造，这反映在该地区存在着NWW-SEE向的挤压作用。

在综合福建省的区域地质与构造形变资料的基础上，作者认为在福建省燕山运动的早期阶段（晚三叠世—晚侏罗世），的确如李四光教授所说的，构造运动具有新华夏系的特征。然而在燕山运动晚期(白垩纪)[1]构造应力场却发生了明显的变化，造成许多特征截然不同的构造形变。

一、燕山早期的构造应力场

要弄清不同构造时期的运动特征与应力场，划分构造层，分别研究其构造形变特征，是一个公认的、简易可行的工作方法。另外，又考虑到没有愈合的断裂构造，在后期构造运动的作用下会发生多次活动，因而情况比较复杂，争论也比较多。根据福建省的地质条件，作者选用褶皱构造为主要研究对象，通过不同构造层的褶皱构造的形变特点来恢复各期区域构造应力场，以研究不同时期构造运动的特征。福建的中生代盆地多为面积小（100—

1) 作者认为燕山运动的早晚期以侏罗纪—白垩纪为界比较妥当。不过在福建省还存在一个“坂头组”的时代归属问题。闽西一带，在上侏罗统顶部原有一个“坂头组”，该组生物群面貌与上侏罗统其它组—长林组、南园组类似，均属晚侏罗世—早白垩世植物群，但在多处见到坂头组内有Frenelosis sp.，而上侏罗统的其它地层内并未发现，Frenelosis sp.在下白垩统中却普遍出现。“坂头组”在晋江-永安断裂带附近形成一系列NW向串珠状盆地，盆地内部褶皱轴也为NW向，与白垩纪的构造形变特征一致，故作者倾向于把坂头组划归下白垩统，浙江省的坂头组一直被当作下白垩统的底部。

400 km^2），深度大（堆积物厚度 1000—3000 m）。这种小而深的盆地的堆积物极有利于感受构造应力。

本文在重新整理和研究福建省石油地质 1978 年所作的"中新生代盆地石油地质普查工作总结报告"的基础上，并适当补充了一些有关的资料，确定了福建省在上三叠统与侏罗系中普遍发育着轴向 NE—NNE 的中型褶皱（表 1），褶皱两翼均为中等倾角。这些褶皱多数为纵弯褶皱，都是在最大主压应力（σ_1）近于平行岩层的条件下造成的。

根据 43 个褶皱的轴向与两翼产状以及两个共轭剪节理观察点的资料，在吴氏网上进行主应力轴的图解[1]，求出最大主压应力轴（σ_1），中间主应力轴（σ_2）与最小主压应力轴（σ_3）的空间方位（表 1），再把简化的主应力轴图解放到地质构造图（图 1）上，我们就可以清楚地看出：在燕山早期（晚三叠世—晚侏罗世），尤其是在晚侏罗世末期，福建省的构造应力场是以走向 NW295°—SE115°，近于水平的最大主压应力轴为特征的，中间主应力轴在NE20°—NE30°之间，也几乎水平（与褶皱轴线一致），最小主压应力轴几乎直立。这种应力状态与李四光教授所论断的新华夏构造体系完全相当，也与福建省地矿局许多地质工作者的认识一致[3]、2)、3)。

正是在这种构造应力场的作用下，造成一系列走向 NNE 的逆断层或左行走滑逆断层（就华安下洋—新圩断层来看，左行走滑断距最大为 8km），所以这些断层在力学性质上均表现为压剪性。在这些 NNE 向断层带内，在强烈的挤压、剪切作用下普遍发育糜棱岩带。在闽东沿海地区，构造作用显著增强，沿断裂形成绿片岩相—角闪岩相和混合岩化的低压型（围压2.2—5.2 kbar，温度 400—600℃）区域变质带[4]。与此同时或稍后还产生或"活化"一些走向NW的断层。这些走向NW的断层在此时都表现为正断层或走滑正断层，均为张剪性断裂。正是这两组断裂或两者之一，控制了早燕山期沉积盆地的形成[4]，晚侏罗世中—酸性火山喷发和重熔花岗岩体的形成，并一再将它们切断。当然在此期应力场的作用下，也使一些其它方向（如南北向、东西向）的老断层重新活动。不过相比之下，它们的活动性与规模都不太大。

尽管由于局部边界条件或岩性不均一的影响，每个点应力的资料并非完全相同，个别的主应力轴方向甚至可以比区域性的应力方向偏离几十度，但构造应力的总体方向十分稳定，主应力轴迹线相当规则。这表明该区在岩性与应力状态方面，相对来说是比较均一的，这也可以解释省内 NE向与NW向的大型断层都具有较规则的等距性[5]，间距为一百多公里。

二、燕山晚期的构造应力场

能反映燕山晚期构造活动的白垩纪盆地内部构造通常比较简单。下白垩统石帽山组大多为巨厚层的火山熔结凝灰岩与中酸性熔岩，构造形变微弱，只有在石帽山组下亚组的粉砂岩、砂岩和凝灰岩中才有褶皱（图 2）。上白垩统碎屑沉积岩系，部分产状为平缓的单斜，部分地区则呈开阔的向斜。

1）图解方法可参阅讲义：方天丰，1983，构造应力场（初稿），192页，武汉地质学院北京研究生部。
2）福建省地质局，1976，福建省地质图说明书（比例尺1：500,000），462页。
3）福建省石油地质队，1978，福建省中新生代盆地石油地质普查工作总结报告，90页。
4）龙慎康，1979，福建中新生代盆地形成的主控因素，福建省地质科学论文汇编，基础地质，514—520页，福建省地质局。

表1

早燕山期（T_3—J_3）各点应力状态

编号	构造名称	经度 (E)	纬度 (N)	褶皱长度 (公里)	褶皱轴向	两翼产状	褶皱地层	应力状态 σ₁	σ₂	σ₃
1	崇安染溪向斜	118°13′	28°00′	7	NE25°	∠35°，∠40°	T_3—J_1	NW295°∠87°	NE25°∠0°	SE115°∠3°
2	崇安洋庄向斜	117°50′	27°35′	30	NE40°	～∠35°—∠40°	T_3—J_1	∠～90°	NE40°∠0°	NW310°∠0°
3	崇安上梅背斜	118°05′	27°40′	8	NE45°	∠40°，∠40°	J_1—J_2	∠～90°	NE45°∠0°	NW315°∠0°
4	邵武溪口向斜	117°20′	27°25′	20	NE30°	∠25°，∠17°	T_3—J_3	SE120°∠84°	NE30°∠0°	NW300°∠6°
5	建阳焦岚向斜	117°55′	27°22′	16	NE45°	∠30°，∠30°	T_3—J_3	∠～90°	NE45°∠0°	NW315°∠0°
6	浦城大仑山褶皱 (一背斜两向斜)	118°25′	27°31′	6	NE30°	～20°—40°	T_3—J_2	∠～90°	NE30°∠0°	NW300°∠0°
7	建瓯川石向斜	118°40′	27°18′	15	NE5°	∠15°，∠10°	J_3	SE95°∠88°	NE5°∠0°	NW275°∠2°
8	建瓯上棒垄背斜 (复式背斜)	118°15′	27°01′	40	NNE	∠40°，∠40°	T_3—J_1	∠～99°	NNE∠0°	NWW∠0°
9	霞浦水门背斜	120°10′	27°00′	2.5	NE30°	∠25°，∠20°	J_3	SE120°∠88°	NE30°∠0°	NW300°∠2°
10	建宁大源向斜	116°56′	26°51′	17	N—S	～20°—30°	T_3—J_3	∠～90°	N—S ∠0°	E-W ∠0°
11	将乐高唐向斜	117°33′	26°50′	10	NE5°	SW260°∠35°，SE123°∠48°	J_1—J_2	NW352°∠71°	SW197°∠17°	SE105°∠8°
12	古田太阳山向斜	119°10′	26°40′	14	NE40°	∠14°，∠16°	J_3	NW310°∠89°	NE40°∠0°	SE130°∠1°
13	建宁均口向斜	116°50′	26°40′	8	NE10°	∠30°，∠30°	J_3—K_1	∠～90°	NE10°∠0°	NW280°∠0°
14	宁化郑坊向斜	116°40′	26°35′	8	NE30°	∠30°—40°	J_3—K_1	∠～90°	NE30°∠0°	NW300°∠0°
15	泰宁(华岚)双坪向斜	116°56′	26°42′	0.8	NE22°	∠30°—40°	K_1	∠～90°	NE22°∠0°	NW292°∠0°
16	沙县高桥向斜	117°45′	26°30′	10	NE20°	∠25°，∠25°	J_1—J_3	∠～90°	NE20°∠0°	NW290°∠0°
17	罗源霍口向斜	119°12′	26°21′	5	NEE	∠20°，∠20°	J_3	∠～90°	NEE∠0°	NNE∠0°
18	三明泉溪褶皱 (一背斜两向斜)	117°34′	26°07′	25	NW350°	NW305°∠18°，SE125°∠34°	J_3	NW305°∠86°	NE35°∠0°	SE125°∠4°
19	明溪梓口坊向斜	117°24′	26°20′	5	NNW	∠38°，∠35°	T_3—J_2	SEE∠88°	NNE∠0°	NWW∠0°
20	龙溪向斜	118°00′	26°00′	50	NNE	～30°—40°	T_3—J_3	∠～90°	NNE∠0°	NWW∠0°
21	福州寿山后垄向斜	119°17′	26°24′	2.5	NE54°	SE140°∠15°，NW332°∠5°	J_3	NW315°∠84°	NE54°∠1°	SE143°∠7°
22	连江川石背斜	119°40′	26°07′	3	NE30°	∠40°，∠47°	J_3	NW300°∠87°	NE30°∠0°	SE120°∠3°
23	清流背斜	116°48′	26°10′	6	NE40°	∠65°，∠43°	T_3—J_3	NW310°∠78°	NE40°∠0°	SE130°∠13°
24	永安吉山向斜	117°18′	25°56′	7	N-S	∠25°，∠25°	J_3	∠～90°	N-S ∠0°	E-W ∠0°
25	永安百步桥向斜	117°21′	26°00′	7	N-S	～∠12°—40°	J_3	∠～90°	N-S ∠0°	E-W ∠0°
26	永安忠洛褶皱 (一背斜 一向斜)	117°20′	25°45′	34	NNW	～∠20°—40°	T_3—J_2	∠～90°	NNW ∠0°	NEE ∠0°
27	永安荆山向斜	117°42′	26°01′	10	NW350°	NW280°∠20°，NE84°∠40°	J_3	W270°∠79°	NW355°∠5°	E90°∠11°
28	龙溪雷地坑褶皱 (背斜)	118°23′	26°03′	4	NE60°	NW335°∠15°，SE150°∠50°	J_3	NW330°∠73°	NE62°∠1°	SE152°∠18°

续表1

29	莆田顶坑向斜	118°57′	25°40′		NE37°	SW268°∠40°，SE140°∠55°	J_3	NE11°∠64°	SW212°∠25°	SE118°∠9°
30	莆田金榜岭背斜	118°59′	25°41′		NE15°	E90°∠25°，NW290°∠20°	J_3	SW255°∠83°	NE4°∠3°	SE95°∠7°
31	福清新局背斜	119°22′	25°50′	14	NE25°	12—24°(轴部)，60—70°(两翼)	J_3	∠~90°	NE25°∠0°	NW295°∠0°
32	长汀馆前刘源褶皱(背斜与复式向斜)	116°30′	25°50′	64	NE20°	~∠20°—30°	J_{1-2}	∠~20°	NE20°∠0°	NW290°∠0°
33	漳平城口向斜	117°30′	25°42′	20	NE45°	~∠20°—40°	J_1	∠~90°	NE45°∠0°	NW315°∠0°
34	仙游游洋背斜	118°49′	25°37′	2.5	NE50°	~∠6°—20°	J_3	∠~90°	NE50°∠0°	NW320°∠0°
35	漳平城门褶皱(三背斜与向斜)	117°29′	25°26′	10	NW350°	~∠30°—50°	$T_3—J_3$	∠~90°	NW350°∠0°	NE80°∠0°
36	武平西山峰向斜	116°04′	25°10′	25	N—S	~∠30°—40°	J_2	∠~90°	N—S ∠0°	E—W ∠0°
37	武平长居向斜	116°04′	24°59′	5	NE55°	~∠20°—40°	J_3	∠~90°	NE55°∠0°	NW325°∠0°
38	永定上浩堂背斜	116°49′	24°52′	2	NW355°	∠52°，∠49°	$T_3—J_3$	NE85°∠88°	NW355°∠0°	SW265°∠2°
39	安溪后田褶皱(两背斜一向斜)	117°44′	25°10′	4	NNE	~∠20°—40°	$T_3—J_3$	∠~90°	NNE ∠0°	NWW ∠0°
40	华安利水褶皱(两向斜一背斜)	117°40′	24°45′	18	NE50°	~∠10°—35°	$T_3—J_3$	∠~90°	NE50°∠0°	NW320°∠0°
41	平和文峰复式背斜	117°20′	24°21′	35	NE30°	~∠30°—40°	$T_3—J_1$	∠~90°	NE30°∠0°	NW300°∠0°
42	云霄河塘山背斜	117°17′	23°59′	12	NE60°	∠40°，∠40°	$T_3—J_3$	∠~90°	NE60°∠0°	NW330°∠0°
43	诏安梅州向斜	117°18′	23°47′	6	NE65°	∠50°，∠45°	$T_3—J_3$	SE145°∠88°	NE55°∠0°	NW325°∠2°
44	福州于山，共轭剪节理	119°20′	26°04′	压缩区为NW向		SE153°∠70°，SW236°∠77°	燕山早期花岗岩中	NE17°∠21°	SW179°∠68°	NW285°∠7°
	东山城关，共轭剪节理	117°30′	23°42′	压缩区为NW向		NE65°∠63°，NW350°∠80°	燕山早期花岗岩中	SW210°∠21°	NE33°∠69°	NW301°∠2°

资料来源：①除29、30、44、45等地点外，其余资料均摘自福建省中新生代石油地质普查总结报告，90页，1978年。29、30点摘自福建地质五队。

②武汉地质学院福建实习队，1978，莆田银坑—赤口地区地质测量报告(比例尺1：50000)。44、45点摘自万天丰个人野薄。

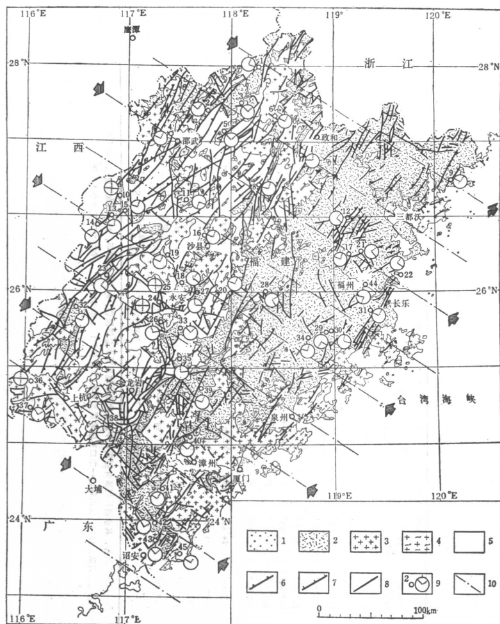


图1　福建早燕山期（T_3—J_3）地质构造图

1．第四纪松散堆积物　2．晚三叠世—中侏罗世沉积岩系与晚侏罗世火山岩系　3．早燕山期花岗岩（γ_5^2），花岗闪长岩（$\gamma\delta_5^2$）及闪长岩（δ_5^2）　4．早燕山期混合花岗岩，混染型花岗岩及绿片岩系　5．晚三叠世以前的岩石　6．逆断层（压剪性）　7．正断层（张剪性）　8．性质不明的断层　9．点应力状态立体图解示意图，圆内实线指示最大主压应力轴方向（σ_1），点线为最小主压应力轴方向（σ_3）　10．区域最大主压应力轴的轨迹线，箭头指示挤压方向

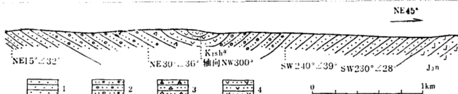
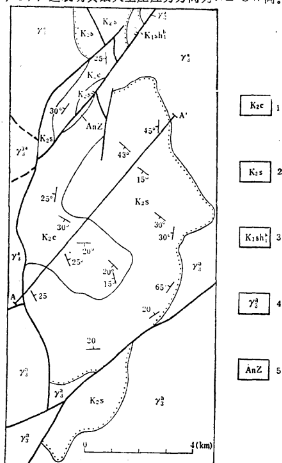


图2　莆田黄龙林场向斜剖面图

（据福建地质五队与武汉地质学院福建实习队，1978，莆田银坑—赤口地区1:5万地质测量报告）
1．凝灰质砂岩　2．凝灰质含砾砂岩　3．凝灰质粉砂质角砾岩　4．晶屑凝灰岩

白垩纪火山喷发或沉积盆地可以受NE向或NW向断裂控制，但已发现的盆地内的褶皱轴却大多为NW向（图3，4），这表明其最大主压应力方向为NE-SW向。通过实际资料的



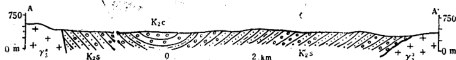
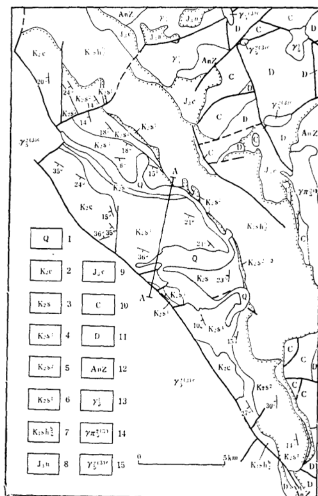


图3　宁化水茜向斜地质图及剖面图　（据福建省石油地质队，1978）
1．上白垩统赤石组紫红色砂砾岩　2．上白垩统沙县组紫红色粉砂岩夹砾岩　3．下白垩统石帽山组下亚组上段紫红色流纹岩、凝灰岩　4．加里东期花岗岩　5．前震旦系变粒岩与绿片岩

搜集，我们找到了22个由白垩系组成的中型纵弯褶皱（表2）。



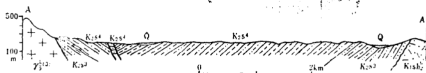


图4　上杭盆地地质图

（据福建石油地质队，1978）

1．第四系松散堆积物　2．上白垩统赤石组紫红色砂砾岩　3．上白垩统沙县组第四段浅紫红色粉砂岩、细砂岩　4．上白垩统沙县组第三段浅灰紫色泥岩、细砂岩　5．上白垩统沙县组第二段黄棕色砾状砂岩、细砾岩　6．上白垩统沙县组第一段暗紫红色块状泥岩、粉砂岩　7．下白垩统石帽山组下亚组上段紫红色流纹岩　8．上侏罗统南园组灰色流纹质晶屑凝灰熔岩夹凝灰岩　9．上侏罗统长林组杂色砂砾岩夹泥岩　10．石炭系灰岩、白云岩及砾岩、页岩　11．泥盆系灰白色石英砾岩夹粉砂岩　12．前震旦系变粒岩与绿色片岩　13．印支期花岗岩　14．早燕山期花岗岩斑岩　15、早燕山期花岗岩

表2　晚燕山期（K）点应力状态

编号	构造名称	经度 (E)	纬度 (N)	褶皱长度 (公里)	褶皱轴向	两翼产状	褶皱地层	应力状态		
								σ₁	σ₂	σ₃
1	松溪花桥向斜	118°45′	27°35′	3	NW303°	SW214°∠25°, NE27°∠5°	K_2	NE35°∠80°	NW303°∠1°	SE213°∠10°
2	政和下屯向斜	118°50′	27°20′	1	NW300°	~∠10°	K_1sh	~∠90°	NW300°∠0°	NE30°∠0°
3	柘荣东山顶向斜	119°52′	27°15′	2	NW300°	SW210°∠10°, NE30°∠22°	K_1sh	SW210°∠84°	NW300°∠0°	NE30°∠6°
4	福鼎熊岭背斜	120°10′	27°16′	1	NW310°	~13°(8—12°)	K_1sh	~∠90°	NW310°∠0°	NE40°∠0°
5	建瓯杨梅坪向斜	118°18′	27°05′	18	NW	~30°~40°	T_3	~∠90°	NW ∠0°	NE ∠0°
6	屏南双溪向斜	119°12′	26°55′	40	NW320°	SW220°∠35°, NE40°∠30°	K_1, J_3	NE40°∠88°	NW310°∠0°	SW200°∠2°
7	泰宁朱口向斜	117°10′	26°50′	5	NW300°	NW272°∠20°, NE7°∠10°	K_1, J_3	SE181°∠79°	NW302°∠8°	NE33°∠8°
8	泰宁峯岚牙向斜	116°59′	26°42′	10	NW300°	SW200°∠20°, NW40°∠30°	K_1, J_3	SW262°∠82°	SE122°∠5°	NE31°∠6°
9	罗源霍口向斜	119°12′	26°21′	5	NW355°	W270°∠10°, NE80°∠10°	K_1sh	SE176°∠88°	NW356°∠2°	NE86°∠3°
10	宁化水茜向斜	116°45′	26°26′	4	NW300°	SW215°∠30°, NE50°∠25°	K_2	NW351°∠85°	SE122°∠4°	SW223°∠4°
11	大田吴珠尖向斜	117°50′	25°30′	10	E—W	~30°	K_1sh	~∠90°	E-W ∠0°	N-S ∠0°
12	大田船山向斜	117°55′	25°28′	8	NW310°	∠45°, ∠18°	J_3	NE40°∠76°	NW310°∠0°	SW220°∠14°
13	沙县向斜	117°50′	26°25′		NW295°	SE167°∠30°, NE75°∠25°	K_2	NW306°∠70°	SE115°∠20°	SW206°∠4°
14	宁化早禾口背斜	116°30′	28°15′	9	NW328°		K_1sh	~∠90°	NW328°∠0°	NE58°∠0°
15	永安大洲后向斜	117°23′	26°00′	1	NW330°	SW220°∠15°, SE120°∠25°	K_2	NW273°∠84°	SW183°∠12°	SE93°∠4°
16	永安乾山顶向斜	117°40′	25°56′	7	NW310°	∠13°—18°	J_3	~∠90°	NW310°∠0°	NE40°∠0°
17	莆田黄龙林场向斜	119°00′	25°40′		NW300°	SW230°∠28°, NE15°∠32°	K_1sh	SW210°∠87°	NW300°∠10°	NE30°∠2.5°
18	连城蕉坑向斜	116°41′	25°52′	7	NW345°	~∠25°, ∠53°	K_2	SW255°∠75°	SE165°∠0°	NE75°∠15°
19	漳平柯周坑向斜	117°29′	25°42′	6	NW310°	~∠20°, ∠32°	J_3	SW220°∠84°	SE130°∠0°	NE40°∠4°
20	仙游过洋背斜	118°50′	25°38′	3	NW340°	~∠20°—40°	K_1, J_3	~∠90°	NW340°∠0°	NE70°∠0°
21	连城新泉南向斜	116°36′	25°19′	3	NW325°	SW245°∠20°, NE60°∠20°	K_2	~∠90°	NW332°∠1°	SW242°∠0°
22	上杭梯子岭向斜	116°20′	24°58′	3	NW335°	SW203°∠36°, NE50°∠30°	K_2	NE40°∠87°	SE120°∠12°	SW220°∠3°
23	福卅于山共轭剪节理	119°20′	26°04′	压缩区为NE		NW288°∠54°, SW196°∠70°	$\gamma_5^{2(3)}$(细粒)	SE155°∠12°	SW260°∠51°	NE58°∠36°
24	东山城关共轭剪节理	117°30′	23°42′	压缩区为NE		NE28°∠74°, SE110°∠82°	η_5^3 充填	SE159°∠6°	NE48°∠73°	SW250°∠16°
25	惠安郢边共轭剪节理	118°46′	24°52′	压缩区为NE		NW310°∠65°, SW260°∠85°	η_5^3 充填	SE113°∠20°	NW340°∠62°	SW200°∠23°

资料来源：17点据福建五队等；23—25点根据万天丰个人野簿；其余据福建石油地质队。

另外，通过对花岗岩内后期共轭剪节理的研究（图5），也发现其最大主压应力方向在NE-SW象限。

采用与燕山早期构造应力场资料同样的整理方法，我们分析了点应力状态（表2），绘制了最大主压应力轴的轨迹，编制了燕山晚期（白垩纪）地质构造图（图6）。可以看出燕山晚期的构造应力场是以走向NE30°—NE40°，近于水平的最大主压应力轴为特征的，中间主应力轴在NW305°左右，也几乎水平（平行于褶皱轴线），最小主压应力轴几乎直立。这种应力场显然有别于形成新华夏构造体系的应力场，与此相类似的燕山晚期应力场特征在华北、安徽与湖南等地均有表现〔6〕、〔7〕、1)、2)、3)。

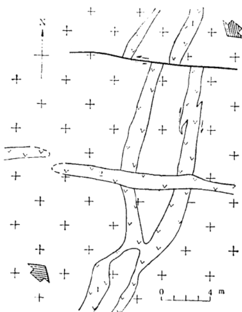


图5　东山岛城关东头海岸早燕山期花岗岩（$\gamma^{2(3)c}$）中沿两组共轭剪节理充填了晚燕山期基性岩脉

①组节理产状为SE110°∠82°，为右行剪切
②组节理产状为NE28°∠74°，为左行剪切
其最大主压应力的大致方向（σ_1）为NE向，用箭头表示。

在燕山晚期构造应力场的作用下，使原来尚未愈合的NNE向断层由压剪性转为张剪性，即由逆断层变为正断层，出现一系列走向NNE的单向断陷、箕状盆地。有时也在断陷盆地内沿NE向断层形成轴向NE的同沉积向斜（凹陷），如在建宁均口盆地（图7），沙县南坑仔盆地，宁化禾口盆地，罗源霍口向斜（图8），永安盆地，连城盆地等。这些断陷式的向斜是受正断层附近局部应力场影响的结果，不能直接反映区域构造应力场特征。

而NW向断层则由原来的张剪性转化为压剪性，这种现象在全省境内广泛分布，普遍出现糜棱岩带、挤压破碎带或挤压柔皱带，如寿山仙峰断裂；沙县-南日岛断裂带中的文峙后-洑口断裂、上添断裂、东华断裂、山坑断裂；永安-晋江断裂带的永春天湖山断裂，安溪仙荣、东阳断裂，安溪以西断裂，张地-大田断裂、桃山-炉山断裂、德化-泉州断裂，西山-狮山断裂，安溪上智断裂；在闽南一带有焦山断裂，小村东断裂，南靖合溪合、坪坑断裂，南靖金竹，漳州以南的木棉断裂，平和大峰山断裂，漳浦旧镇断裂，上杭梯子岭断裂，诏安城关-南坡断裂等。关于这些断裂的压剪性特征，早就为许多地质工作者所发现4)〔3〕〔8〕。

火山带在沿压剪性断裂喷发时，由于压剪性断裂延伸长、切割深、贯通性好，常形成裂隙式喷溢，如晚侏罗世的许多NE向火山喷发带。在白垩纪，由于NW向断裂转为压剪性，

1）张延，1982，沂沭断裂带马站地堑中新生代构造应力场的研究，武汉地质学院北京研究生部硕士论文。
2）尹延鸿，1983，山东蒙阳盆地中新生代构造应力场及新泰-垛庄断裂的活动特征，武汉地质学院北京研究生部硕士论文。
3）吉让寿，1982，湖南锡矿山锑矿田构造应力场研究，武汉地质学院北京研究生部硕士论文。
4）詹灿惠，1979，初谈福建北西向构造，福建省地质科学论文汇编，基础地质，514—520页，福建省地矿局。

因而沿NW向浦城观前－三都澳断裂的火山带连续性就比较好。而NEE向的连城濑源-石牛山-永泰云山火山喷发带，在晚燕山期构造应力场的作用下，控制火山喷发的断裂呈张剪性，火山喷发带的连续性不好，形成一系列雁行排列的中心式火山盆地、破火山口及古火山机构。

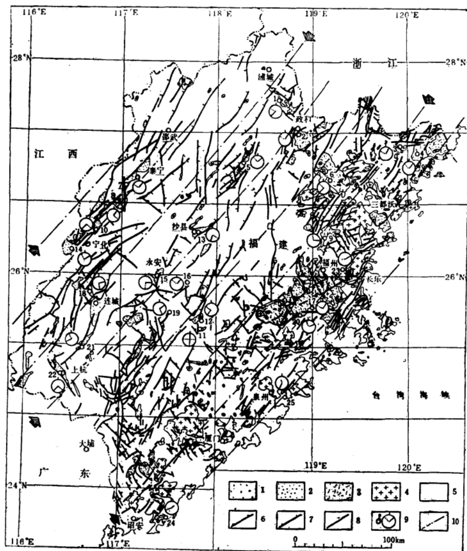


图6　福建晚燕山期（K_1—K_2）地质构造图

1．第四纪松散堆积物　2．晚白垩世沉积岩系　3．早白垩世火山岩系　4．晚燕山期花岗岩（γ_5^3），正长岩（ε_5^3），闪长岩（σ_5^3），花岗斑岩（$\nu\pi_5^3$）　5．早白垩世以前的岩石　6．逆断层（压剪性）　7．正断层（张剪性）　8．性质不明的断层　9．点应力状态立体图解示意图，圆内实线指示最大主压应力轴（σ_1），点线为最小主压应力轴（σ_3）　10，区域最大主压应力轴的轨迹线，箭头指示挤压方向。

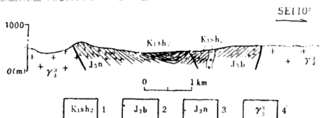


图7　建宁均口地区郑坊向斜剖面图

1. 下白垩统石帽山组上亚组灰绿色砂砾岩、泥岩　2. 上侏罗统坂头组灰绿、灰黑色砂砾岩、页岩、粉砂岩　3. 上侏罗统南园组灰色流纹质晶屑凝灰熔岩　4. 加里东期花岗岩

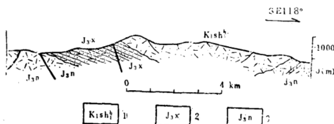


图8　罗源霍口向斜剖面图

1. 下白垩统石帽山组下亚组上段紫红色英安岩、熔结凝灰岩　2. 上侏罗统小溪组玻屑凝灰岩、流纹岩与粉砂岩　3. 上侏罗统南园组灰色流纹英安质凝灰岩、英安岩

主要沿NE向分布的晚侏罗世重熔花岗岩体中，矿物受应力挤压现象相当普遍，显然是沿NE向压剪性断裂形成的结果。而在晚白垩世侵入的轴向NE向的花岗岩体中，矿物形态就比较完整，岩体内晶洞构造发育，构造挤压现象不明显[1)][3]，显然岩体是在略带张性的环境中形成的。

三、讨　论

从燕山早期到晚期，最大主压应力方向由近水平的NW向转变为近水平的NE向。这是两种截然不同的应力场，把后者当作前者的一种继承或者是由于"弹性后效"、"应力松弛"[3]所造成的一种派生现象，看来不大妥当。从现有的资料来看，福建省在白垩纪所存在的构造应力场，用冈瓦纳古板块向北偏东方向的运移与推挤来解释可能是比较合适的，要确切地论证这一点，还有大量的工作要做。本文仅进行了一点初步探讨。

另外，根据近年来的研究结果[2)]、[9, 10]，白垩纪以后（确切地说是上新世以来），福建地区的构造应力场发生了变化，最大主压应力方向又转成近水平的NW-SE向，与燕山早期的应力场相似。中新生代以来，构造应力场的三次重要变化，对福建省许多断裂多次不同性质的活动产生非常重要的影响。许多NW向断层（如上杭断裂，永安、晋江断裂，观前—三都澳大断裂）在燕山早期呈张剪性，燕山晚期为压剪性，而在近代又表现为张剪性，成为

1）福建省区测队，1979，福建侵入岩，福建省地质科学论文汇编，基础地质，212—246页。

2）万天丰，褚明记，1984，闽台铲状活动断裂（未刊）。

现代地下水深循环的良好通道。而NE向断层，在燕山早期与近代均呈现为压剪性，仅在燕山晚期表现为张剪性。通过系统研究各地质时代的应力场来认识断裂的多次活动，也是一种可行的途径。不过应该说在现有的断层研究资料中，这种分期研究断裂活动性的第一手资料还比较少，有待今后进一步深入研究。

燕山早期的构造应力场（新华夏构造体系）对成矿作用的控制早已为人所熟知，燕山晚期构造应力场的重要性也正在认识之中，我国在白垩纪形成的大量油田、铀、金、金刚石与玢岩铁矿，都可能与此期应力场有关。不少NNE向断裂在燕山早期为压剪性，断裂面虽延伸较长，连通性较好，但比较闭合，不一定都有利于成矿。然而在燕山晚期应力场的作用下，则转化为张剪性，形成贯通性良好.又有适当张开空间的断裂，十分有利于矿液的运移与储集。在福建省寻找铀、萤石、铌、铅锌、钨等矿床时，应注意燕山早、晚期的不同构造应力场对其控制、改造或破坏作用。

参考文献

〔1〕李四光，1973，地质力学概论，166页，科学出版社。

〔2〕李四光，1929，东亚一些构造型式及其对大陆运动问题的意义（原以英文发表于地质杂志66卷，782期、784期785期），中文重印于1976年地质力学方法，65—112页，科学出版社。

〔3〕章金海、黄辉，1982，从福建之构造型式试论其地壳运动的方式和方向，中国区域地质，第2辑，60—69页。

〔4〕李根坤等，1982，福建沿海中生代变质带的变质作用特征，中国区域地质，第3辑，78—89页。

〔5〕李根坤，1982，福建大地构造的基本格架与金属矿产分布的关系，中国区域地质，第一辑，55—56页。

〔6〕万天丰，1981，北京西山南大寨一八宝山断裂带的构造特征及形成机理的探讨，构造地质论丛，第1号，125—164页。

〔7〕武汉地质学院普地教研室矿田构造小组，1978，凹山矿田的构造研究，宁芜火山岩铁铜矿床会议选集，297—306页，地质出版社。

〔8〕施澜堂、陈文彬，1979，我国东部NW向构造体系的存在兼论其对"570"铀矿床的控制作用，福建地质，第1期，42—70页。

〔9〕Wan Tianfeng, 1984, Recent tectonic stress field, active faults and geothermal fields (hot water type) in China, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 22 (3/4): 287—300.

〔10〕林纪曾、梁国昭等，1980，东南沿海地区的震源机制与构造应力场，地震学报，2卷，1期，245—257页。

ON THE TECTONIC STRESS FIELD OF THE YANSHANIAN MOVEMENT (LATE TRIASSIC-CRETACEOUS) IN FUJIAN

Wan Tianfeng　Zhan Canhui　Long Jianlian
Lu Xianze

Abstract

It was considered that the tectonic stress state in East China was formed by Neocathaysian structural system, of which the maximum principal compressive stresses were oriented NW-SE trending. Depending on the synthetical study of existing geological structure data of Fujian,

this stress state was mainly developed in Late Triassic—Late Jurassic period. In Cretaceous period, regional stress field was changed obviously, of which the maximum principal compressive stresses were oriented NE-SW trending, a series of NW trending folds were formed, the NW trending faults were turned into compressive-shear, and the NE trending faults were become to tensional-shear, a series of the NE trending tensional frac-ture depression basins developed, to result in the volcano eruption and intrusion of granitic magma.